



Universidad de Panamá

Facultad de Ciencias Naturales, Exactas y Tecnología

Escuela de Física

**ESTUDIO DE LA INTRUSIÓN SALINA EN JUAN DÍAZ Y PENONOMÉ MEDIANTE EL
MÉTODO GEOELÉCTRICO**

Realizado por:

Laura Gabriela Villegas González

E-8-186951

Trabajo de graduación para optar por el título de Licenciatura en Física

Realizado bajo la asesoría de:

Dr. Alberto Caballero

Panamá, octubre del 2025

DEDICATORIA

Le dedico este trabajo a mis “carries”, los verdaderos “MVPs”:

A mis amigos y a mis compañeros marginados, que vivieron y sufrieron una parte de este camino conmigo.

A mis pequeños perrhijos, Vicky y Vezli, quienes me motivan/obligan a levantarme todos los días.

Y a mi mejor amigo y novio, Miguel, por acompañarme, apoyarme y creer en mí desde el día cero.

AGRADECIMIENTO

Agradezco a mis padres, Maricela y Viggo, y mis segundos padres Anelida y Manuel Iván, por brindarme su apoyo incondicional durante mi carrera universitaria.

A mi asesor, Dr. Alberto Caballero, por brindarme su confianza en Lahiga, su guía y conocimiento, y todas las oportunidades que me han permitido crecer profesionalmente.

A todos los miembros y colegas del Laboratorio de Hidrología Isotópica y Geofísica Aplicada: Humberto Edward, Juan Cedeño, Mayerlis Fernández, Bryan Torres y Marisol Nicholson, por formar parte de este proyecto y brindarme apoyo y ánimos para seguir.

A Patricia Camarena, José Rodríguez, Kevin Amaya, Romelio González y Arnoldo Villarreal, por su apoyo crucial durante la adquisición de datos y al Prof. Arkin Tapia por compartir su conocimiento geológico durante las giras de campo y la interpretación preliminar de resultados.

A la Mgtr. Hildauro de Patiño por apoyar mi proyecto en el laboratorio y manejar tantos aspectos administrativos.

A la Secretaría Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación, por permitirme participar en el Proyecto ***“Manglares centinelas del cambio climático: monitoreo, vulnerabilidad y resiliencia de los ecosistemas marino-costeros en las Bahía de Panamá y Bahía de Chame (2022-2025)”***. En especial a la Dr. Luz Cruz y Mgtr. Sandy Mosquera, por siempre estar pendientes, coordinar las reuniones interdisciplinarias, giras de reconocimiento en los manglares y por darme una cálida bienvenida al proyecto.

Al comité de evaluación de propuestas de la Convocatoria Universitaria para Fondos de Investigación, de la Universidad de Panamá, por seleccionar mi proyecto ***“Estudio de la intrusión salina en Penonomé, Juan Díaz y Chame mediante el método geoelectrico”***, con código CEIP-01-14-2023, proporcionando fondos cruciales. De igual forma, agradezco al Instituto de Geociencias, por permitirme ejecutar este proyecto.

A los doctores José Alberto Batista Rodríguez, Yuri Almaguer Carmenates, Ramón Yosvanis Batista Cruz, Roberto Díaz Martínez, Felipe López Saucedo y Alejandra Gutiérrez de la Escuela Superior de Ingeniería, Universidad Autónoma de Coahuila, por su apoyo en la interpretación de resultados y ejecución de este trabajo, por educarnos y ampliar nuestro conocimiento en temas de geología y por darnos la bienvenida en Nueva Rosita.

Al Mgtr. Néstor Luque y a la Mgtr. Mayubell Alvarado, por todas sus correcciones, recomendaciones y consejos invaluables.

ÍNDICE GENERAL

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	ASPECTOS GENERALES.....	1
1.2	ECOSISTEMA DE MANGLAR.....	2
1.3	ANTECEDENTES.....	3
1.4	JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS.....	4
1.4.1	JUSTIFICACIÓN.....	4
1.4.2	OBJETIVO GENERAL	5
1.4.3	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	5
2	MARCO TEÓRICO.....	6
2.1	INTRUSIÓN SALINA	6
2.2	MÉTODO GEOELÉCTRICO	11
2.2.1	LEY DE OHM	12
2.2.2	MEDIO HOMOGÉNEO	13
2.2.3	ELECTRODO EN UN MEDIO HOMOGÉNEO	14
2.2.4	ELECTRODO SOBRE LA SUPERFICIE DE UN MEDIO HOMOGÉNEO.....	15
2.2.5	MEDICIÓN DE LA DIFERENCIA DEL POTENCIAL.....	16
2.2.6	RESISTIVIDAD.....	17
2.2.7	POROSIDAD	19
2.2.8	LEY DE ARCHIE.....	20
2.3	APLICACIÓN DEL MÉTODO GEOELÉCTRICO.....	24
2.3.1	RESISTIVIDAD APARENTE	24

2.3.2	DISPOSITIVOS ELECTRÓDICOS	25
2.3.3	TOMOGRAFÍA ELECTRO-RESISTIVA (TER).....	25
2.3.4	PROCESO DE INVERSIÓN	27
3	MARCO METODOLÓGICO	31
3.1	CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO.....	31
3.1.1	GEOLOGÍA.....	31
3.1.1.1	MANGLAR DEL SUR DE PENONOMÉ (MSP)	34
3.1.1.2	MANGLAR DE JUAN DÍAZ (MJD)	39
3.1.2	HIDROLOGÍA	42
3.2	DISEÑO EXPERIMENTAL.....	44
3.2.1	MODELOS NUMÉRICOS	44
3.2.2	METODOLOGÍA DE CAMPO	48
3.2.3	TRATAMIENTO DE DATOS.....	53
4	RESULTADOS	56
4.1	TOMOGRAFÍAS ELECTRO-RESISTIVAS.....	56
4.1.1	MODELOS SINTÉTICOS	56
4.1.1.1	MODELO 1	56
4.1.1.2	MODELO 2	57
4.1.1.3	MODELO 3	58
4.1.1.4	MODELO 4	59
4.1.2	PERFILES EN EL MANGLAR DE JUAN DÍAZ.....	60

4.1.2.1	PERFIL 1	60
4.1.2.2	PERFIL 2	61
4.1.3	PERFILES EN EL MANGLAR DEL SUR DE PENONOMÉ	61
4.1.3.1	PERFIL 3	62
4.1.3.2	PERFIL 4	62
4.1.3.3	PERFIL 5	63
4.2	DISTRIBUCIÓN DE LA POROSIDAD	64
4.2.1	MODELOS SINTÉTICOS	65
4.2.1.1	MODELO 1	65
4.2.1.2	MODELO 2	66
4.2.1.3	MODELO 3	66
4.2.1.4	MODELO 4	67
4.2.2	PERFILES EN EL MANGLAR DE JUAN DÍAZ.....	68
4.2.2.1	PERFIL 1	68
4.2.2.2	PERFIL 2	69
4.2.3	PERFILES EN EL MANGLAR DEL SUR DE PENONOMÉ	70
4.2.3.1	PERFIL 3	70
4.2.3.2	PERFIL 4	71
4.2.3.3	PERFIL 5	72
5	DISCUSIÓN	73
5.1	INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES	73

5.1.1	PERFIL 1	73
5.1.2	PERFIL 2	73
5.1.3	PERFIL 3	74
5.1.4	PERFIL 4	74
5.1.5	PERFIL 5	75
5.2	ANÁLISIS POR ZONAS DE ESTUDIO	75
5.2.1	PERFILES EN EL MANGLAR DE JUAN DÍAZ.....	76
5.2.2	PERFILES EN EL MANGLAR DEL SUR DE PENONOMÉ	76
5.2.2.1	RÍO GRANDE	77
5.2.2.2	CERRO EL GAGO	77
5.3	RELACIÓN CON EL MANGLAR.....	78
6	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	81
6.1	CONCLUSIONES	81
6.2	RECOMENDACIONES	82

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1	10
Mecanismos Responsables de Fluctuaciones en el Nivel del Agua Subterránea	10
Tabla 2.2	21
Valores Típicos de Tortuosidad y Cementación en Distintos Medios	21
Tabla 2.3	25
Características de los Principales Dispositivos Electrónicos.....	25
Tabla 3.1	55
Resistividades de Aguas Subterráneas en Cada Sitio	55

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	2
Especies de Mangles en Sus Zonas de Crecimiento.....	2
Figura 2.1	7
Representación Simple de la Cuña Salina por Contraste de Densidad	7
Figura 2.2	8
Intrusión Salina	8
Figura 2.3	12
Resistencia Eléctrica de un Cilindro	12
Figura 2.4	16
Distribución General de Electrodo Para Medir la Diferencia de Potencial	16
Figura 2.5	18
Resistividad Eléctrica de Aguas, Sedimentos y Rocas	18
Figura 2.6	23
Curva Típica de Conductividad del Medio vs Agua Contenida.....	23
Figura 2.7	27
Distribución de Mediciones Adquiridas en una TER	27
Figura 2.8	28
Esquemas Para la Resolución Problemas Directos e Inversos	28
Figura 3.1	33
Unidades Geológicas Generales de Centroamérica	33

Figura 3.2	34
Geología de las Regiones de Estudio en el Golfo de Panamá	34
Figura 3.3	35
Mapa Geológico en la Zona del Manglar del Sur de Penonomé	35
Figura 3.4	37
Basalto Identificado en Cerro El Gago	37
Figura 3.5	38
Texturas de Suelos en la Zona del Manglar del Sur de Penonomé.....	38
Figura 3.6	40
Mapa Geológico en la Zona del Manglar de Juan Díaz	40
Figura 3.7	42
Texturas de Suelos en la Bahía de Panamá.....	42
Figura 3.8	46
Modelos Numéricos de Resistividad.....	46
Figura 3.9	47
Secciones de Resistividad Aparente de los Modelos.....	47
Figura 3.10	49
Proceso de Adquisición de Datos	49
Figura 3.11.....	51
Perfiles en la Zona del Manglar de Juan Díaz	51

Figura 3.12	52
Perfiles en la Zona del Manglar del Sur de Penonomé.....	52
Figura 3.13	53
Toma Aérea sobre la Zona MSP con los Perfiles 3 y 4	53
Tabla 3.1	55
Resistividades de Aguas Subterráneas en Cada Sitio	55
Figura 4.1	56
TER del Modelo 1	56
Figura 4.2	57
TER del Modelo 2	57
Figura 4.3	58
TER del Modelo 3	58
Figura 4.4	59
TER del Modelo 4	59
Figura 4.5	60
TER del Perfil 1	60
Figura 4.6	61
TER del Perfil 2	61
Figura 4.7	62
TER del Perfil 3	62

Figura 4.8	63
TER del Perfil 4	63
Figura 4.9	64
TER del Perfil 5	64
Figura 4.10	65
Distribución de Porosidad del Modelo 1	65
Figura 4.11	66
Distribución de Porosidad del Modelo 2	66
Figura 4.12	67
Distribución de Porosidad del Modelo 3	67
Figura 4.13	68
Distribución de Porosidad del Modelo 4	68
Figura 4.14	69
Distribución de Porosidad del Perfil 1	69
Figura 4.15	69
Distribución de Porosidad del Perfil 2	69
Figura 4.16	70
Distribución de Porosidad del Perfil 3	70
Figura 4.17	71
Distribución de Porosidad del Perfil 4	71

Figura 4.18	72
Distribución de Porosidad del Perfil 5.....	72
Figura 5.1	79
Helecho de Manglar en MSP.....	79

ÍDINCE DE ANEXOS

ANEXO 1	93
Apuntes de Campo	93
ANEXO 2	96
Tomas Satelitales de la Zona en el MJD.....	96
ANEXO 3	97
Tomas Satelitales de la Zona en el MSP Río Grande	97
ANEXO 4	98
Tomas Satelitales de la Zona en el MSP Cerro El Gago.....	98

RESUMEN

Este trabajo tiene como objetivo estudiar la intrusión salina en dos manglares ubicados al sur de la República de Panamá: el manglar de Juan Díaz (MJD) y el manglar al sur de Penonomé (MSP). Para ello, se implementa el método geoeléctrico en la forma de tomografía electro-resistiva (TER). Estas se complementan con la ley de Archie para calcular porosidad. La metodología incluyó dos partes: (1) fase de gabinete y (2) fase de campo. La primera fase consistió en la simulación de los entornos geológicos esperados con intrusión salina, así como su respuesta geoeléctrica. Mientras que en la segunda fase se midió la respuesta geoeléctrica in situ. Los resultados revelaron un entorno sedimentario en el MJD, con presencia de intrusión salina, favorecida por el Río Juan Díaz. En cambio, en el MSP se observó un ambiente ígneo-sedimentario con intrusión salina. El efecto de la intrusión en esta zona se encuentra atenuado por barreras hidráulicas naturales que protegen el acuífero de la intrusión.

Palabras clave: intrusión salina, método geoeléctrico, tomografía electro-resistiva

ABSTRACT

The objective of this work is to study saltwater intrusion in two mangrove swamps located on the south of the Republic of Panama: the Juan Díaz mangrove swamp (MJD) and the mangrove swamp at the south of Penonomé (MSP). For it, the geoelectric method was implemented in the form of electric resistivity tomography (ERT). These are complemented with Archie's law to calculate porosity. The methodology included two phases: (1) desk study and (2) field study. The first phase consisted of simulating the expected geologic environments with intrusion, as well as its geoelectric response. While in the second phase, the on-site geoelectric response was acquired. Results revealed a sedimentary environment in the MJD, with saltwater intrusion, favored by the Juan Diaz River. In contrast, the MSP was observed to be an igneous-sedimentary environment with saltwater intrusion. The intrusion's effect in this zone was attenuated by natural hydraulic barriers that protect the aquifer from said intrusion.

Key words: saltwater intrusion, geoelectric method, electric resistivity tomography

CAPÍTULO 1

1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describe el contexto del estudio, el cual desde un inicio surge como un problema ambiental. A continuación, se describen los aspectos generales del estudio, los cuales se complementan con información sobre manglares. Seguidamente, se sientan los antecedentes para justificar el estudio, con los objetivos claramente descritos.

1.1 ASPECTOS GENERALES

Durante los años 2015-2016 se observó la muerte de mangles en el manglar de Juan Díaz. Ante esta problemática se propuso un estudio multidisciplinario e interinstitucional para indagar sobre las posibles causas. Para su investigación, se propuso monitorear la intrusión salina desde la perspectiva de la geofísica (SENACYT, 2020).

La intrusión salina es el movimiento tierra adentro del agua de mar, la cual penetra a través del subsuelo y desplaza el agua dulce del acuífero (Custodio & Llamas, 1996; Escuder et al., 2009; Johnson, 2007). Este fenómeno permite el acceso de agua rica en sales, cuya presencia es fundamental para generar las condiciones de vida requeridas por un ecosistema de manglar (Prihantono et al., 2023).

Debido a la característica conductora del agua, rica en sales, se propone el método de tomografía electro-resistiva para su detección. Con esta técnica se puede identificar la intrusión salina como una sección de resistividades bajas. Además, la técnica posee la ventaja de ser no invasiva, ideal para estudios ambientales (Abdul Nassir et al., 2000).

El estudio de la intrusión salina se realiza en la zona afectada: manglar de Juan Díaz (MJD), Ciudad de Panamá y en una zona de control: manglar del sur de Penonomé (MSP), Provincia de Coclé, cuyo manglar no se vio afectado en el periodo 2015-2016.

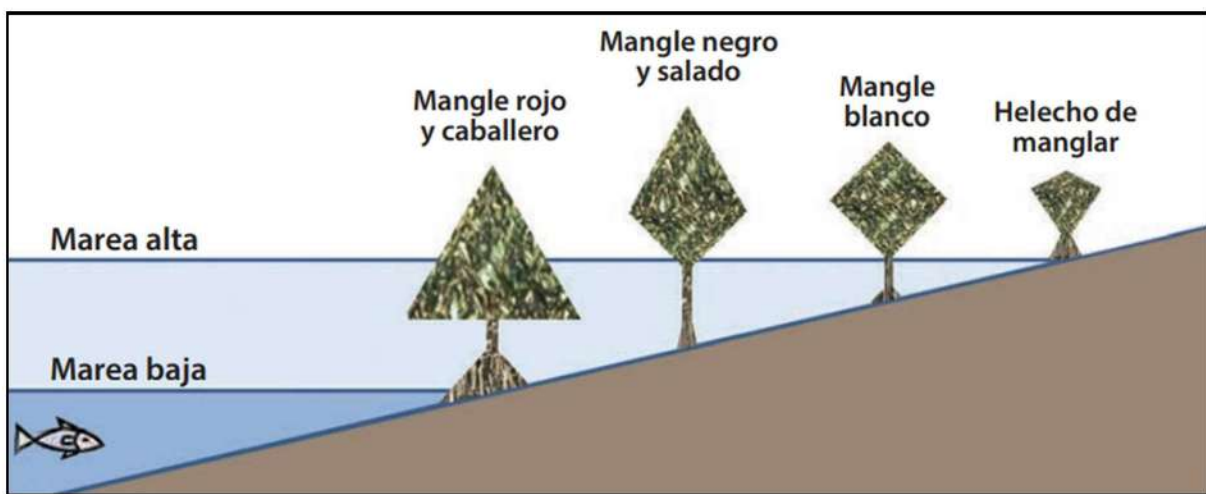
1.2 ECOSISTEMA DE MANGLAR

El manglar es un tipo de ecosistema que crece en zonas costeras y tiene una vegetación predominante de árboles de mangle (Friess et al., 2019; Tarté, 2013). En Panamá se cuenta con más de 10 especies de mangles (Spalding et al., 2010), lo que representa una gran diversidad. Según Tarté (2013), distintas especies de mangle crecen a distintos niveles entre mareas (

Figura 1.1), por lo que se deduce que las especies de mangle se relacionan directamente con la salinidad a la que están expuesta.

Figura 1.1

Especies de Mangles en Sus Zonas de Crecimiento



Nota. Tomada de Tarté (2013).

Este ecosistema provee al ser humano de muchos servicios. Estos pueden entrar tanto en ciclos ambientales, beneficiando a la sociedad y distintas actividades económicas. En resumen, algunos de estos servicios son (Candanedo, 2024; Friess et al., 2019; Spalding et al., 2010; Tarté, 2013):

- Seguridad alimentaria por la facilidad de pesca de moluscos, crustáceos y peces.

- Protección costera por atenuación de las olas y reducción de tasas de erosión, ralentizando posibles eventos de tormentas extremas y ante inundaciones.
- Limpieza de aguas en zonas costeras, capturando sedimentos fluviales y sales del océano.
- Mitigador del cambio climático por su alta producción de oxígeno y alta absorción de emisiones de carbono atmosférico.
- Su madera puede ser usada en construcciones, artesanías, producción de carbón y extracción de tinte para cueros.
- Recreación o entretenimiento para turistas.
- Fuente de agua durante épocas de sequía

1.3 ANTECEDENTES

En el estudio realizado coordinado por la Secretaría Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación (SENACYT, 2020), se encontró que:

Los árboles de mangle que se habían desarrollado bajo condiciones de lluvia alta y abundancia de nutrientes no pudieron desarrollarse por no tolerar las condiciones de sequía que golpearon el bosque en el Niño de 2015-2016. Todo esto, aunado al grave impacto de las actividades antrópicas en las cuencas altas estudiadas, está acelerando el proceso de muerte del manglar.

Al final se recomienda establecer un programa de monitoreo e investigación de los manglares de la República de Panamá, el cual debería incluir la caracterización de la dinámica marino-costera. Para esta caracterización, el estudio de la intrusión salina es fundamental y se puede realizar desde distintas disciplinas.

Como se mencionó en la [Sección 1.1](#), la presencia de intrusión salina se puede distinguir en un medio por su baja resistividad. La tomografía electro-resistiva (TER) surge como método de baja inversión y afectación mínima al entorno (no invasiva).

En general, la idea de aplicar la TER a la exploración de aguas subterráneas inicia a finales del siglo XX e inicios del siglo XXI (Abdul Nassir et al., 2000; Dahlin, 1996; Dey & Prakash, 2020; Sharma, 2002). Ante su respuesta exitosa, se torna un método ampliamente recurrido en estudios de intrusión salina en zonas costeras hasta la actualidad (Hasan et al., 2021; Himi et al., 2022; Jamaluddin & Umar, 2018; Niculescu & Andrei, 2021). Finalmente, se aplica en estudios interdisciplinarios de alta complejidad como en el estudio de zonas de raíces (Cimpoiașu et al., 2020) y la salinidad del subsuelo en zonas de manglar (Prihantono et al., 2023).

1.4 JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

Este estudio se realiza bajo el contexto de control o monitoreo. Esto ofrece la posibilidad de mantener un control continuo, siguiendo las bases previamente sentadas por investigaciones locales (SENACYT, 2020).

1.4.1 JUSTIFICACIÓN

El manglar de Juan Díaz pertenece al Humedal de la Bahía de Panamá, el cual es un Sitio Ramsar desde el año 2003 (Ramsar, 2023). Esta clasificación es establecida por la Convención de Ramsar, según factores de importancia internacional referentes a la ecología, botánica, zoología, limnología e hidrología (Ramsar Convention Secretariat, 2016). Por este motivo, el deterioro de la zona implica consecuencias superiores a las que la sociedad y el ambiente deben someterse.

A su vez, esta afectación implica interrogantes sobre los factores y las condiciones de vida óptimos para la salud del manglar. Dentro del marco de la física, específicamente de la geofísica, se plantea estudiar la intrusión salina. Esto, en conjunto con los aportes de investigaciones multidisciplinarias, permite evaluar el estado del manglar y la relación entre el aporte intrusivo con el deterioro de la zona.

Por tanto, es fundamental establecer que, en este estudio, se ha considerado el estado de la intrusión salina como uno de los factores de relevancia en la pérdida del manglar.

1.4.2 OBJETIVO GENERAL

Estudiar el estado de la intrusión salina en manglares de Juan Díaz y del sur de Penonomé mediante la aplicación de la tomografía electro-resistiva.

1.4.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Modelar la condición de intrusión salina con información a priori.
2. Medir la respuesta geoelectrica en el sitio afectado (manglar de Juan Díaz) y en un sitio de control (manglar del sur de Penonomé).
3. Generar perfiles de porosidad a través del uso de la Ley de Archie.
4. Comparar los modelos con las respuestas de campo.
5. Comparar la respuesta de la zona vulnerable con la zona de control.

CAPÍTULO 2

2 MARCO TEÓRICO

En el contexto dado, el objeto de estudio es la intrusión salina. Para detectar la intrusión salina se implementa la tomografía electro-resistiva, un método geoelectrico, complementada por la ley de Archie. Por último, se destacan aspectos relevantes a la aplicación del método que facilitan la adquisición de datos de campo.

2.1 INTRUSIÓN SALINA

La intrusión salina o marina es un proceso de infiltración de agua salada hacia acuíferos costeros (Hasan et al., 2021; Kirsch, 2006; Saqr & Abd-Elmaboud, 2024). El agua del mar ingresa al subsuelo a través de los poros y grietas presentes en el subsuelo (medio geológico) y puede entrar en contacto con agua dulce presente en el mismo medio.

El comportamiento del contacto entre ambos fluidos se puede representar por medio de dos columnas de agua con distintas concentraciones de sales, llámense S y D, donde S tiene mayor concentración de sales que D (**Figura 2.1a**). Asumiendo que ambas soluciones no se mezclan (interfaz brusca, sin zona de mezcla) y que cada una se encuentra en equilibrio hidrostático, la presión a cualquier profundidad de cada columna está dada por (Serway & Vuille, 2018):

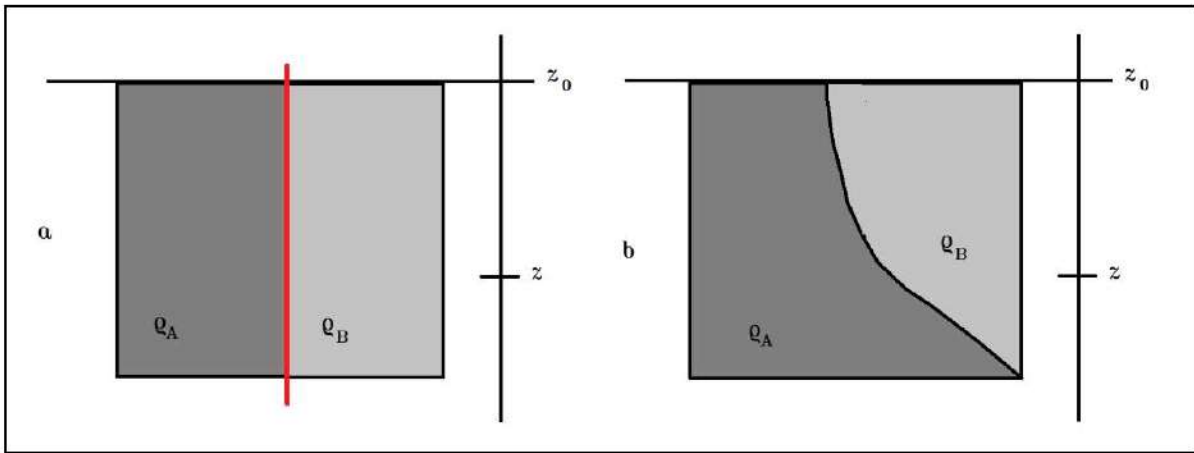
$$P = P_0 + \rho g(z_0 - z) \quad (2.1)$$

Donde P_0 es la presión en la parte superior de la columna, medida en Pa; ρ es la densidad de cada fluido, medida en kg/m^3 ; g es la aceleración del campo gravitacional, medida en m/s^2 ; z_0 es la posición superior de la columna, medida en m; y z es la profundidad de estudio, medida en m. Es importante aclarar que el segundo término es positivo, dado que $z_0 > z$.

Como S contiene más sales que D, su densidad es mayor ($\rho_S > \rho_D$). Si ambas columnas están expuestas a la misma presión superficial y tienen la misma altura, la presión en el fondo de la columna S será mayor que la presión en D. Por tanto, su distribución tomaría una forma de cuña (**Figura 2.1b**).

Figura 2.1

Representación Simple de la Cuña Salina por Contraste de Densidad



Nota. (a) sin contacto y (b) en contacto.

Igualando las presiones de ambos fluidos a la misma altura, encontramos que la interfaz tiene una profundidad z de

$$z = - \frac{\rho_D z_{0D} - \rho_S z_{0S}}{\rho_S - \rho_D} \quad (2.2)$$

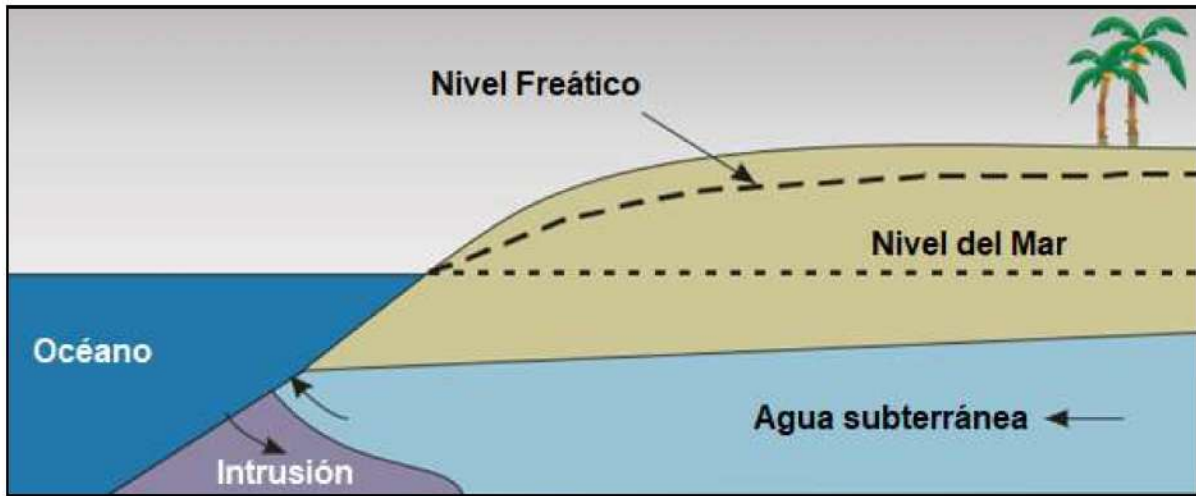
Esta situación es equivalente a la intrusión salina en el subsuelo, donde S representa el agua de mar y D representa el agua dulce de un acuífero (**Figura 2.2**). En tal caso, la posición superior de la columna de agua salada coincide con el nivel del mar ($z_{0S} = 0$). A su vez, la posición superior de la columna D corresponde con la altura o profundidad del agua subterránea, medida con respecto al nivel del mar. Entonces, la ubicación de la cuña salina

depende únicamente del nivel del agua subterránea y del contraste de las densidades (Saadeh & Karam, 2024; Thissen et al., 2024).

$$z = -\frac{\rho_D}{\rho_S - \rho_D} z_{0D} \quad (2.3)$$

Figura 2.2

Intrusión Salina



Nota. Adaptada de Johnson (2007).

Tomando la densidad del agua dulce en $\rho_D = 1\,000\text{ kg/m}^3$ y del agua salada con el valor intermedio de $\rho_S = 1\,025\text{ kg/m}^3$ (Escuder et al., 2009; Saadeh & Karam, 2024), se encuentra que la profundidad de la cuña salina es 40 veces el nivel del agua subterránea. Esto implica que la interfase salina posee una simetría lineal.

$$z = -40z_{0D} \quad (2.4)$$

Esta se conoce como la relación Ghyben-Herzberg y funciona para predecir la profundidad de la interfaz en ausencia de una zona de mezcla. No obstante, la zona de mezcla sí existe y depende de las características dispersivas del medio geológico. La relación Ghyben-Herzberg es eficiente en ubicaciones donde la zona de mezcla es angosta, pero

requiere de correcciones en cualquier otro caso (Freeze & Cherry, 1979; Saqr & Abd-Elmaboud, 2024).

La intrusión salina es natural y es una consecuencia del contraste de las densidades entre el agua salada y el agua dulce. Es decir, no es intrínsecamente causada por el humano. Sin embargo, su equilibrio o balance se puede ver afectado por distintos mecanismos de orígenes naturales y antropogénicos. En general, se puede decir que este balance varía según cambia el nivel relativo del agua subterránea (z_{0D}), ya sea por cambios directamente en el nivel del mar o en el nivel del agua subterránea (**Tabla 2.1**).

Tabla 2.1

Mecanismos Responsables de Fluctuaciones en el Nivel del Agua Subterránea

Mecanismo	Acuífero		Fuente		Duración				Influencia climática
	No confinado	Confinado	Natural	Antropogénica	Corta	Diurna	Temporal	Largo plazo	
Recarga de acuíferos									
Captura de aire durante la recarga									
Evapotranspiración y consumo freatófitico									
Almacenamiento en riberas									
Mareas en zonas costeras									
Presión atmosférica									
Carga externa de acuíferos confinados									
Sismos									
Extracción de agua subterránea									
Inyección en pozos profundos									
Recarga artificial									
Riego y drenaje agrícola									
Drenaje geotécnico por minas, túneles, etc.									

Nota. Adaptado de Freeze & Cherry (1979).

A favor del avance de la interfaz, se destacan factores como el progresivo desarrollo antropogénico, la sobreexplotación del acuífero y alteraciones en la tasa de recarga del acuífero (Himi et al., 2022; Saqr & Abd-Elmaboud, 2024). Este último está ligado a factores climáticos, como la irregularidad de precipitaciones, el aumento del nivel del mar y otros.

La intrusión salina no solamente afecta la calidad del agua de los acuíferos, sino que también enriquece los medios con sales. En el caso de los manglares, la presencia de intrusión salina es una condición favorable para su prosperidad. Sin embargo, esto depende de las condiciones óptimas de crecimiento de cada especie de mangle.

2.2 MÉTODO GEOELÉCTRICO

El método geoeléctrico es un método de prospección geofísica cuya aplicación es no invasiva, por lo que es amigable con el ambiente. Esta técnica se fundamenta en la ley de Ohm. De acuerdo a su formulación en corriente directa, la ley de Ohm estipula una relación de proporcionalidad directa entre el voltaje o diferencia de potencial V , medido en volt (V), y la corriente I , medida en amperio (A) (Hewitt, 2007; Lowrie, 2007).

$$\Delta V = IR \quad (2.5)$$

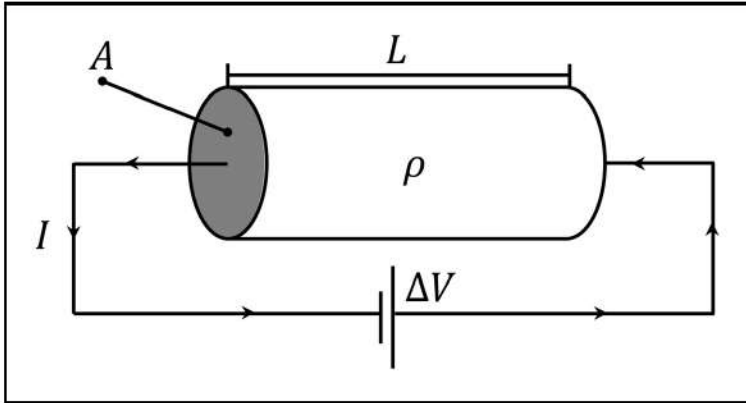
La constante de proporcionalidad R es una magnitud física denominada resistencia eléctrica, medida en Ohm (Ω), y representa la oposición al paso de corriente. La resistencia depende tanto del material como de sus dimensiones (Kuphaldt, 2003; Lowrie, 2007; Reynolds, 1997; Young et al., 2020). Para el caso de un objeto cilíndrico como el de la **Figura 2.3**, la resistencia viene dada por:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.6)$$

donde ρ es la resistividad eléctrica, medida en Ohm-metros ($\Omega \cdot m$); L es la longitud del cilindro, paralela al paso de corriente, medida en metros (m); y A es la superficie transversal al paso de corriente, medida en metros cuadrados (m^2) (Ling et al., 2016).

Figura 2.3

Resistencia Eléctrica de un Cilindro



La expresión (2.6) se puede generalizar como:

$$R = \rho K \quad (2.7)$$

Donde K representa el factor geométrico de la resistencia eléctrica, con unidades netas en metro (m), y depende de la geometría del sistema.

El método geoelectrico de resistividad, también llamado electro-resistivo, consiste en inyectar una corriente conocida al subsuelo y medir el voltaje comprendido entre dos electrodos. Por la elección del sistema, el factor geométrico es un parámetro conocido, y se obtienen mediciones indirectas de la resistividad del subsuelo.

En las siguientes secciones se exploran a fondo los fundamentos físicomatemáticos que facilitan idear un sistema de medición, partiendo de la ley de Ohm.

2.2.1 LEY DE OHM

La Ley de Ohm relaciona la densidad de corriente $\mathbf{J}$, medida en amperio por metro cuadrado (A/m^2), con el campo eléctrico $\mathbf{E}$, medido en volt por metro (V/m), en un medio particular de conductividad σ , medida en Siemen por metro (S/m) (Ling et al., 2016; Telford et al., 1990).

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.8)$$

Recordando que el campo eléctrico es el gradiente del potencial escalar V , medido en volt (V) (Hayt, 2001; Landau, 1965; Lowrie, 2007; Matveev, 1988),

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (2.9)$$

es posible reescribir la Ley de Ohm, ingresando (2.9) en (2.8), como:

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla V \quad (2.10)$$

De acuerdo con las características del medio, este estará sujeto a ciertas consecuencias, facilitando la caracterización del potencial del campo eléctrico en términos de variables y parámetros medibles.

2.2.2 MEDIO HOMOGÉNEO

Si la carga en el medio no se acumula con el flujo de la corriente, entonces el paso de corriente $\mathbf{J}$ a través de la superficie $\mathbf{A}$ de un volumen v es, en su totalidad, netamente nulo.

$$\int_{\mathbf{A}} \mathbf{J} \cdot d\mathbf{A} = 0 \quad (2.11)$$

Por el teorema de Gauss, la integral de superficie es intercambiable por una integral de volumen

$$\int_{\mathbf{A}} \mathbf{J} \cdot d\mathbf{A} = \int_v (\nabla \cdot \mathbf{J}) dv = 0 \quad (2.12)$$

Debido a la existencia del volumen, cuya totalidad no puede ser igual a cero, esto trae como consecuencia que la divergencia de la densidad de corriente $\mathbf{J}$ es nula (Wtorek & Bujnowska, 2004).

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad (2.13)$$

Por la Ley de Ohm y su relación con el potencial del campo eléctrico en (2.10):

$$\nabla \cdot (-\sigma \nabla V) = -\sigma (\nabla^2 V) = 0 \quad (2.14)$$

Por la homogeneidad del medio, la conductividad σ no influye en la igualdad y se obtiene el laplaciano del potencial eléctrico.

$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.15)$$

Cuya forma general en coordenadas esféricas es:

$$\nabla^2 V = \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) \mathbf{u}_r + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) \mathbf{u}_\theta + \frac{1}{\sin^2 \theta} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial \varphi^2} \right) \mathbf{u}_\varphi = 0 \quad (2.16)$$

Donde r es la magnitud del vector radial, medido en metros (m), con dirección $\mathbf{u}_r$, θ es el ángulo azimutal comprendido entre 0 y π , medido en radianes, con dirección $\mathbf{u}_\theta$ y φ es el ángulo polar comprendido entre 0 y 2π , medido en radianes, con dirección $\mathbf{u}_\varphi$.

2.2.3 ELECTRODO EN UN MEDIO HOMOGÉNEO

Si la fuente de la corriente es puntual, como un electrodo enterrado en un medio homogéneo e infinito, el flujo es radial y las superficies equipotenciales son esféricas. De ser así, el laplaciano del potencial eléctrico depende únicamente del vector radial $\mathbf{r}$. La magnitud del laplaciano es entonces:

$$|\nabla^2 V| = \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0 \quad (2.17)$$

Al desarrollar esta expresión se consigue que:

$$|\nabla^2 V| = 2r \frac{dV}{dr} + r^2 \frac{d^2 V}{dr^2} = 0 \quad (2.18)$$

Haciendo la sustitución $f = dV/dr$, se llega rápidamente a lo siguiente:

$$\frac{1}{f} df = -\frac{2}{r} dr \quad (2.19)$$

Integrando ambos lados

$$\ln f = -2 \ln r + k \quad (2.20)$$

Aplicando las propiedades de los logaritmos, cambiando la constante de integración por $k = \ln c_1$ y revirtiendo la sustitución, se consigue:

$$\frac{dV}{dr} = \frac{c_1}{r^2} \quad (2.21)$$

Integrando nuevamente, el potencial eléctrico está dado por

$$V = -\frac{c_1}{r} + c_2 \quad (2.22)$$

La segunda constante de integración vale 0, considerando que el potencial se anula en el infinito (Kearey et al., 2002; Telford et al., 1990). Luego, debido a la fuente puntual de corriente, la corriente total sobre una de las superficies equipotenciales está dada por

$$I = 4\pi r^2 J \quad (2.23)$$

Por (2.10), la corriente total se puede escribir como:

$$I = -4\pi\sigma \frac{dV}{dr} r^2 \mathbf{u}_r \quad (2.24)$$

Cambiando la derivada del potencial V con respecto a la distancia r por el resultado obtenido en (2.21) y despejando la constante c_1 de esta, se obtiene:

$$c_1 = -\frac{I}{4\pi\sigma} \quad (2.25)$$

Ingresando los valores encontrados para cada constante de integración (c_1 y c_2) en la ecuación del potencial eléctrico (2.22), este queda de la forma:

$$V = \frac{I}{4\pi\sigma} \frac{1}{r} \quad (2.26)$$

2.2.4 ELECTRODO SOBRE LA SUPERFICIE DE UN MEDIO HOMOGÉNEO

El siguiente paso consiste en reducir el espacio al equivalente del subsuelo. Entonces, la fuente se coloca sobre la superficie del medio homogéneo, como consecuencia todo el espacio se reduce a la mitad. Las superficies equipotenciales resultantes en este medio tienen formas semiesféricas. Esto influye en la corriente total sobre cada una de sus superficies equipotenciales, la cual se reduce a la mitad con respecto a (2.23).

$$I = 2\pi r^2 J \quad (2.27)$$

De manera análoga, el potencial también se ve afectado. Este resulta con una magnitud duplicada, en comparación con el potencial eléctrico encontrado en (2.25) (Kearey et al., 2002; Loke, 2023; Reynolds, 1997).

$$V = \frac{I}{2\pi\sigma} \frac{1}{r} \quad (2.28)$$

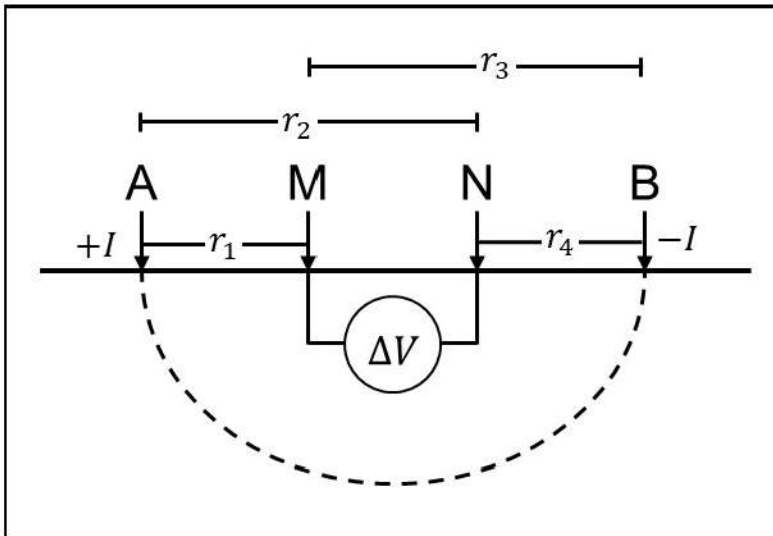
2.2.5 MEDICIÓN DE LA DIFERENCIA DEL POTENCIAL

Para efectuar una medición real es necesario colocar otro electrodo para la recepción de la corriente inyectada y adicionar dos electrodos para medir el potencial. Como configuración general se establece la distribución de los electrodos en la **Figura 2.4**. Los electrodos de corriente poseen igual magnitud y dirección de corriente, pero en sentidos opuestos.

$$I_A = -I_B \quad (2.29)$$

Figura 2.4

Distribución General de Electrodos Para Medir la Diferencia de Potencial



Por ser más sencillo medir diferencias de potenciales, los electrodos de potencial M y N se utilizan para este propósito. En tanto que la medición viene dada por:

$$\Delta V = V_M - V_N \quad (2.30)$$

Por el principio de superposición, el potencial eléctrico sobre cada electrodo es la suma de los potenciales generados por cada electrodo de corriente (Hayt, 2001). De esta manera, el potencial sobre cada electrodo es:

$$V_M = \frac{I}{2\pi\sigma} \frac{1}{r_1} - \frac{I}{2\pi\sigma} \frac{1}{r_2}, \quad V_N = \frac{I}{2\pi\sigma} \frac{1}{r_3} - \frac{I}{2\pi\sigma} \frac{1}{r_4} \quad (2.31)$$

Al ingresar estos valores en (2.30), agrupar factores comunes y simplificar la expresión, la diferencia de potencial que se mide queda de la siguiente forma (Loke, 2023; Telford et al., 1990):

$$\Delta V = \frac{I}{2\pi\sigma} \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_4} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} \right) \quad (2.32)$$

Es decir, la medición depende intrínsecamente de la disposición de los electrodos y la conductividad del medio.

2.2.6 RESISTIVIDAD

Hasta ahora se ha trabajado con la conductividad σ . Sin embargo, el método consiste en la medición de la resistividad eléctrica. Si bien ambas magnitudes son propiedades del medio, la resistividad es inversa a la conductividad (Yoshino, 2011):

$$\rho = \frac{I}{\sigma} \quad (2.33)$$

Por tanto, se conoce que el inverso de un Ohm-metro ($\Omega \cdot m$) es un Siemen por metro (S/m). Por la relación de reciprocidad entre estas cantidades, se obtiene que la medición de la resistividad viene dada por (Wtorek & Bujnowska, 2004):

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \quad (2.34)$$

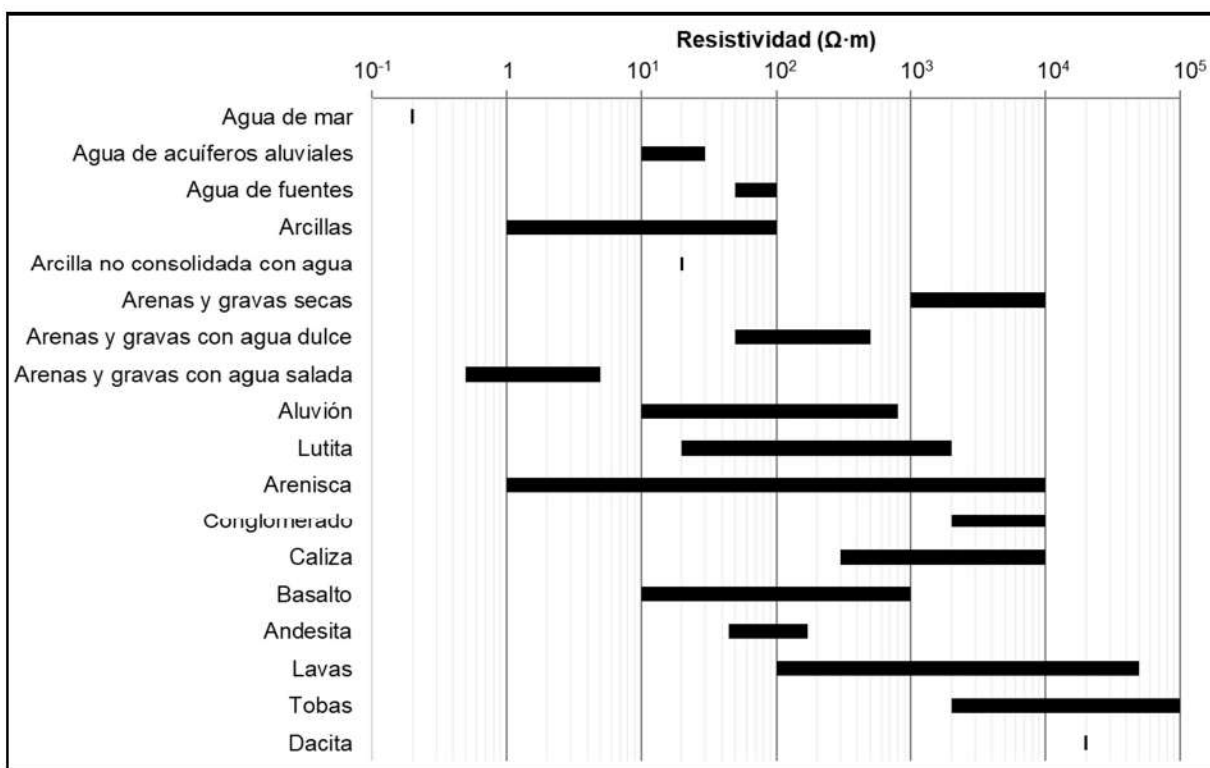
En donde el factor geométrico está dado por (Reynolds, 1997):

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_4} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3}} \quad (2.35)$$

En el contexto geofísico, el valor de la resistividad representa un medio en particular, que puede estar sujeto a distintas condiciones (**Figura 2.5**). El conjunto de mediciones electro-resistivas puede representar un medio homogéneo o evidenciar anomalías de resistividad. También presenta varias coincidencias en el intervalo representativo. Entonces, resulta de gran utilidad identificar otra propiedad física (medible) que sea característica del medio (rocas, suelos y sedimentos) y se relacione con la resistividad. Esta conjugación permite complementar la información obtenida de las mediciones.

Figura 2.5

Resistividad Eléctrica de Aguas, Sedimentos y Rocas



Nota. Recopilado con información de Astier (1982), Dobrin & Savit (1988), Loke (2023), Lowrie (2007), Telford (1976), Telford et al. (1990).

Para identificar esta propiedad es importante considerar que, en general, la mayoría de las rocas son aislantes ante la electricidad. La capacidad de conducir electricidad surge de manera electrolítica (Kearey et al., 2002; Reynolds, 1997). En otras palabras, las rocas conducen electricidad por el contenido hídrico dentro de sus fracturas, poros y cualquier otra grieta que admita el paso de agua (Yoshino, 2011). Esto implica que la porosidad de las rocas tiene una relación con su resistividad eléctrica; lo que quiere decir que mientras más porosa sea la roca, admite mayor contenido de agua, disminuyendo su resistividad. Además de la porosidad de la roca, las sales disueltas en el agua subterránea alteran drásticamente el valor de la resistividad del medio resultante (Lowrie, 2007). En este estudio se eligió la porosidad como propiedad física complementaria.

2.2.7 POROSIDAD

La porosidad se define como la razón entre el volumen de los espacios libres en el medio geológico y su volumen total. Esto implica que tiene un valor máximo de 1, en el caso de tener ausencia total del medio geológico, es decir, una sección compuesta únicamente por agua.

Existen distintos tipos de porosidad en las rocas, principalmente son intergranular (primaria) y fracturas (secundaria). Estas se refieren, respectivamente, al espacio que queda vacío entre los granos que componen la roca posterior a su formación y al espacio generado dentro de la roca por fracturas (Freeze & Cherry, 1979).

La porosidad intergranular predomina en suelos y rocas sedimentarias en proceso de compactación. La tendencia en estos casos indica que la porosidad disminuye con la profundidad (Chen et al., 2020). Existe un tercer tipo de porosidad debido a la solubilidad de los minerales, aunque con frecuencia se considera secundaria. Esta se presenta principalmente en rocas carbonatadas, basaltos vesiculares, tobas, riolitas, coquinas y algunas calizas (Avar & Hudyma, 2022; Mahdizadeh Asl et al., 2024).

Es conocido que las rocas sedimentarias suelen tener mayor porosidad, mientras que las rocas ígneas suelen tener menor porosidad (Reynolds, 1997; Telford et al., 1990). En términos generales, las rocas sedimentarias presentan porosidades entre 20% y 50% según su litología y compactación, mientras que las rocas ígneas se encuentran entre 5% y 15% debido a la proximidad de sus cristales. No obstante, las rocas ígneas pueden presentar mayor porosidad por fracturas o procesos erosivos (Shibutani et al., 2022).

En lo que respecta a los suelos, la mayoría de suelos agrícolas exhiben porosidades desde 30% hasta 60% (Thomas et al., 2024). Un factor relevante es la textura del suelo; los suelos arenosos tienen menor porosidad que los suelos arcillosos (Luo et al., 2024). Esta porosidad es considerablemente mayor para suelos compuestos por arcillas marinas, los cuales comúnmente exceden 60% de porosidad (Rosli et al., 2020).

En general, una formación sedimentaria es un medio de bajas resistividades y altas porosidades, mientras que la presencia de un basamento se ve como una anomalía altamente resistiva con menor porosidad.

2.2.8 LEY DE ARCHIE

La ley de Archie establece la relación entre porosidad φ y resistividad ρ (Keller & Frischknecht, 1966; Kirsch, 2006; Sharma, 2002). Esta ley se expresa como:

$$\rho = a \varphi^{-m} \rho_w \quad (2.36)$$

Donde φ es la fracción volumétrica de poros en el medio, ρ es la resistividad del medio, ρ_w es la resistividad del agua contenida en los poros del medio y las constantes a y m son parámetros empíricos adimensionales dependientes de la formación geológica que se han denominado factores de tortuosidad y cementación, respectivamente. En general, estos factores son cercanos a 1 y 2, respectivamente (Keller & Frischknecht, 1966). En la **Tabla 2.2** se presentan algunos valores reportados de estos parámetros empíricos.

Tabla 2.2*Valores Típicos de Tortuosidad y Cementación en Distintos Medios*

Origen	Medio	α	m	Fuente
Hwajeon (Corea del Sur)	Arcilla con alta saturación salina	0.19 ± 0.02	3.9 ± 0.2	O
Samrangjin (Corea del Sur)	Arcilla con baja saturación salina	0.9 ± 0.02	0.85 ± 0.05	
Yacimiento Arab-D	Caliza y dolomita	0.23 - 1.12	1.52 - 2.34	Ha
Malasia	Arenisca	1.1465	2.135	MH
	Roca carbonatada	1.1956	1.929	
Changchun (RPC)	Arcilla limosa		0.74	D
Coconino (USA)	Arenisca		1.86	Hu
Navajo (USA)			1.71	
San Pedro (USA)			1.73	
Formación Berea (USA)			1.76	
Río Price (USA)			1.78	
Muestras restituidas	Arena	1.0 ± 0.1	1.95 ± 0.15	O
	Caolinita ($\rho_w < 1 \Omega \cdot m$)	7.0 ± 1.0	1.8 ± 0.6	
	Caolinita ($\rho_w = 55.5 \Omega \cdot m$)	0.71 ± 0.02	0.6 ± 0.05	
	Caolinita ($\rho_w = 232.4 \Omega \cdot m$)	3.3 ± 0.3	0.4 ± 0.2	
	Caolinita ($\rho_w = 748.5 \Omega \cdot m$)	0.95 ± 0.05	-0.5 ± 0.2	
	Caolinita ($\rho_w = 2540.0 \Omega \cdot m$)	0.35 ± 0.02	-0.7 ± 0.2	

Nota. Las fuentes de información se abreviaron según los autores: [D]Du et al. (2021), [Ha]Hamada et al. (2013), [Hu]Hunt (2004), [MH]Mohamad & Hamada (2017) y [O]Oh et al. (2014).

Existen factores que influyen en cada parámetro. La cementación aumenta con la presión (Zhong et al., 2021), así como esta es influenciada por la forma, el tipo y el tamaño de los granos, el grado de diagénesis y estructura asociada de los poros (Yuan et al., 2024). Mientras que la tortuosidad es afectada por la heterogeneidad, variación en litología y textura, y distribución y forma de los poros (Khayer et al., 2021).

Sin embargo, la tortuosidad en la ley de Archie no está teóricamente justificada (Glover, 2016). Cuando no existe medio geológico ($\varphi = 1$), el único material contenido es el agua. En este caso (2.36) se reduce a

$$\rho = a \rho_w \quad (2.37)$$

Esta situación es contradictoria de manera inmediata, implicando que la resistividad del bloque ρ , cuyo único contenido es el agua, puede ser distinta a la resistividad del agua ρ_w . Incluso se ha propuesto que el factor a representa una compensación de errores sistemáticos en todas las mediciones hechas y que realmente indica la calidad de los datos, presentando la mejor calidad cuando $a = 1$ (Glover, 2016).

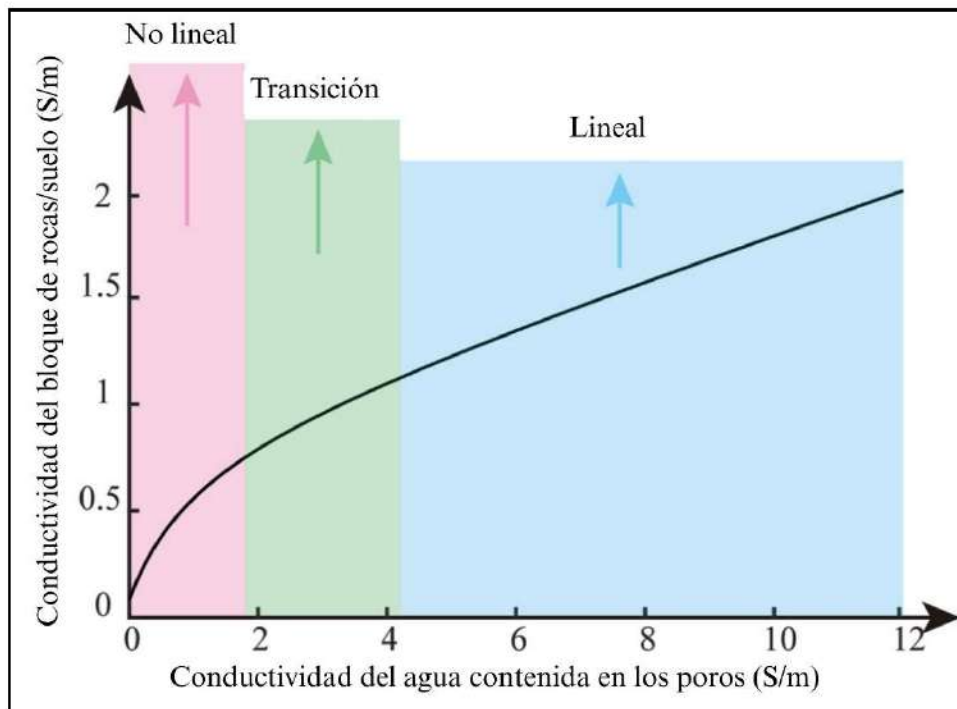
A pesar de esta contradicción, esta forma de la ley de Archie lleva muchas décadas en uso y funciona particularmente bien en medios sin arcilla (Oh et al., 2014; Qi & Wu, 2022). Este problema ha sido abordado y sigue existiendo en la actualidad. Existen propuestas de modelos teóricamente coherentes, pero regularmente implican o requieren mayor información a priori (Glover, 2016; Hamada et al., 2013; Qi & Wu, 2022; Yuan et al., 2024).

Uno de los factores principales por los cuales se busca un modelo más acertado se debe a la presencia de arcilla. En estos casos, la resistividad del agua ρ_w disuelta en el medio geológico no coincide con la resistividad del agua ρ_w extraída del mismo medio. Esto sucede por la alta capacidad de intercambio catiónico y la doble capa eléctrica de las arcillas (Choo et al., 2022; Qi & Wu, 2022; Zhong et al., 2021).

Existen condiciones en las cuales se puede trabajar cómodamente con el modelo clásico (2.36), incluso en medios arcillosos. Esto sucede para valores bajos de ρ_w (Choo et al., 2022; Glover, 2016; Oh et al., 2014; Qi & Wu, 2022; Zhong et al., 2021). De hecho, se puede seccionar el comportamiento de la ley de Archie según la curva típica de conductividad del bloque geológico vs el agua contenida (**Figura 2.6**). Como consecuencia, se obtiene que el cambio en ρ_w al diluirse en un medio arcilloso es cercano a cero a partir de $\rho_w < 1 \Omega \cdot m$ (Choo et al., 2022; Glover, 2016; Oh et al., 2014; Qi & Wu, 2022; Zhong et al., 2021). Por tanto, el modelo clásico en (2.36) es aplicable a este estudio.

Figura 2.6

Curva Típica de Conductividad del Medio vs Agua Contenida



Nota. Adaptada de Qi & Wu (2022). No representa ninguna geología o formación específica, los valores son de referencia.

2.3 APLICACIÓN DEL MÉTODO GEOELÉCTRICO

Existen ciertos aspectos que se deben considerar al obtener datos de campo. Dado que el tipo de problema planteado por este método es un problema inverso, se deben manejar los factores prácticos y límites existentes para medir y procesar datos reales.

Por naturaleza de los problemas inversos, estos pueden generar distintas respuestas. El control y reconocimiento de parámetros facilitan la identificación de la respuesta de inversión más adecuada como resultado (Menke, 1989; Wtorek & Bujnonwska, 2004). En el caso del método geoelectrico, el problema inverso consiste en obtener la resistividad real del subsuelo, partiendo de la resistividad aparente.

2.3.1 RESISTIVIDAD APARENTE

Según las consideraciones realizadas a partir de la [Sección 2.2.2](#), la medición de resistividad asume un medio homogéneo. Siempre que lo sea, la resistividad obtenida corresponderá con la resistividad real de este medio. En la mayoría de los casos, el medio geológico no es homogéneo. Por este motivo, la resistividad medida se conoce como la resistividad aparente dada por (2.34), y es representativa del medio. La resistividad real se puede obtener al resolver el problema inverso.

Adicionalmente, la resistividad aparente se ve afectada por el factor geométrico dado por (2.35) y la variación del flujo eléctrico a través del medio no homogéneo (Kearey et al., 2002; Telford et al., 1990). Aun así, la(s) inhomogeneidad(es) del medio se puede(n) observar. Esto es posible mientras exista un contraste de las propiedades eléctricas de los distintos materiales en el subsuelo. Por último, tanto la trayectoria de la corriente como la forma del potencial eléctrico se pueden ver afectadas por la anisotropía y la topografía del medio (Telford et al., 1990).

2.3.2 DISPOSITIVOS ELECTRÓDICOS

El factor geométrico es definido según la disposición de los electrodos. En general, mientras mayor sea la separación entre los electrodos, mayor será la profundidad de exploración alcanzada (Kearey et al., 2002; Reynolds, 1997; Telford et al., 1990).

Dentro del método geoelectrico, existen distintas configuraciones de electrodos para cumplir distintos propósitos. Cada una de estas configuraciones representa lo que es un dispositivo electródico. A su vez, cada dispositivo electródico presenta ventajas y desventajas dependiendo del propósito a cumplir. En la **Tabla 2.3** se resumen las características de los principales dispositivos utilizados. El dispositivo polo-polo se ha excluido por su dificultad de aplicación en campo y baja calidad de señal.

Tabla 2.3

Características de los Principales Dispositivos Electródicos

Dispositivo	Profundidad de exploración	Sensibilidad a cambios		Intensidad de la señal
		Laterales	Verticales	
Wenner	moderada	mala	buena	muy buena
Dipolo-dipolo	baja	muy sensible	insensible	baja
Wenner-Schlumberger	media	moderada	moderada	buena
Polo-dipolo	alta	sensible	menos sensible	media

Nota. Resumida de Loke (2023).

2.3.3 TOMOGRAFÍA ELECTRO-RESISTIVA (TER)

Actualmente, el método geoelectrico se puede aplicar en una, dos, o tres dimensiones. Las versiones unidimensionales corresponden al sondeo eléctrico vertical (SEV) y el recorrido

de separación constante (RSC) (Kearey et al., 2002). Los SEVs no permiten discernir cambios laterales, mientras que los RSCs no permiten discernir variaciones verticales. En cada caso respectivo, se asume un modelo unidimensional de capas verticales y bloques horizontales.

El método en tres dimensiones es ideal para identificar objetos con contrastes eléctricos en el subsuelo y sus extensiones. Sin embargo, esta aplicación actualmente es muy costosa, implica largos tiempos de medición y el manejo de gran cantidad de datos y, como consecuencia, requiere tiempos de procesamiento de datos más extensos (Loke, 2023).

La aplicación bidimensional del método geoelectrico se denomina tomografía electro-resistiva (TER). Esta permite estudiar cambios tanto laterales como a profundidad, a lo largo de un perfil sobre el suelo, en una dirección elegida. La tomografía eléctrica es ampliamente utilizada en distintas áreas y, según la elección del dispositivo electródico, puede cumplir funciones variadas. Algunas de estas funciones son:

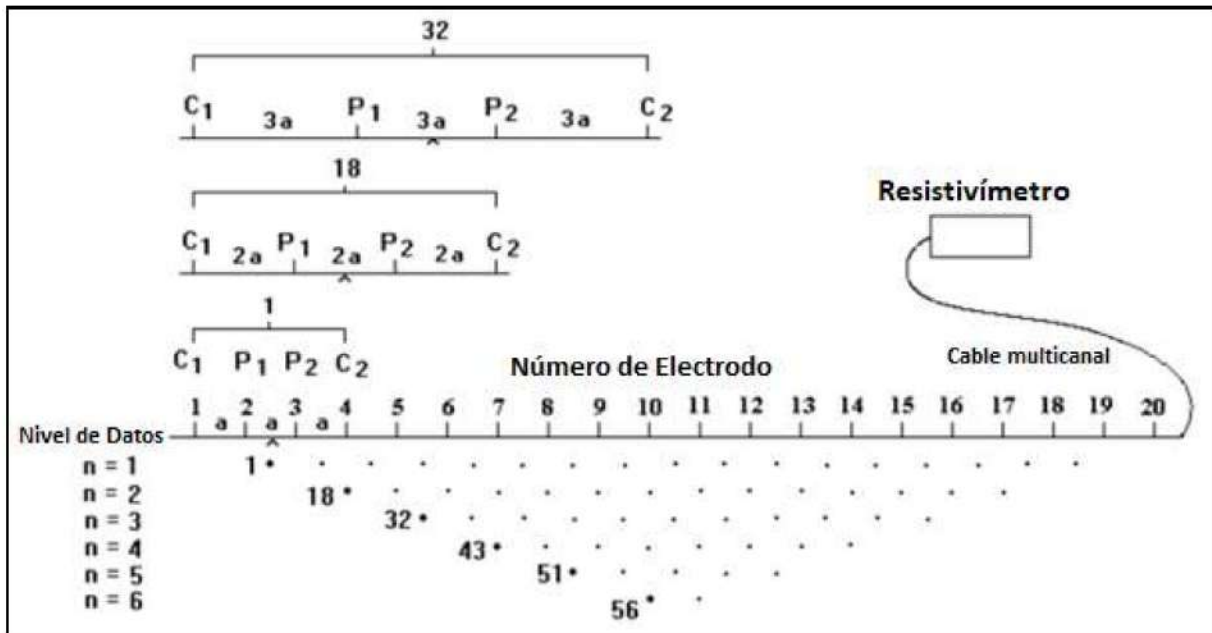
- Exploración de aguas subterráneas
- Exploración de recursos minerales y no minerales
- Control de calidad en compactación de suelos
- Prospección arqueológica

Los datos de una TER se encuentran distribuidos en dos dimensiones, por lo que tienen 3 valores que los definen. Dos valores de posición y un valor del parámetro medido, la resistividad eléctrica. Para su medición, se instala una serie de electrodos a lo largo del perfil seleccionado. Seleccionando la separación entre ellos y el dispositivo utilizado para la adquisición, se genera una matriz de datos (**Figura 2.7**).

Por las características de la TER, esta es la forma elegida de aplicación del método para estudiar intrusión salina. Sin embargo, su interpretación implica el uso de algoritmos iterativos para obtener una distribución de resistividades reales.

Figura 2.7

Distribución de Mediciones Adquiridas en una TER



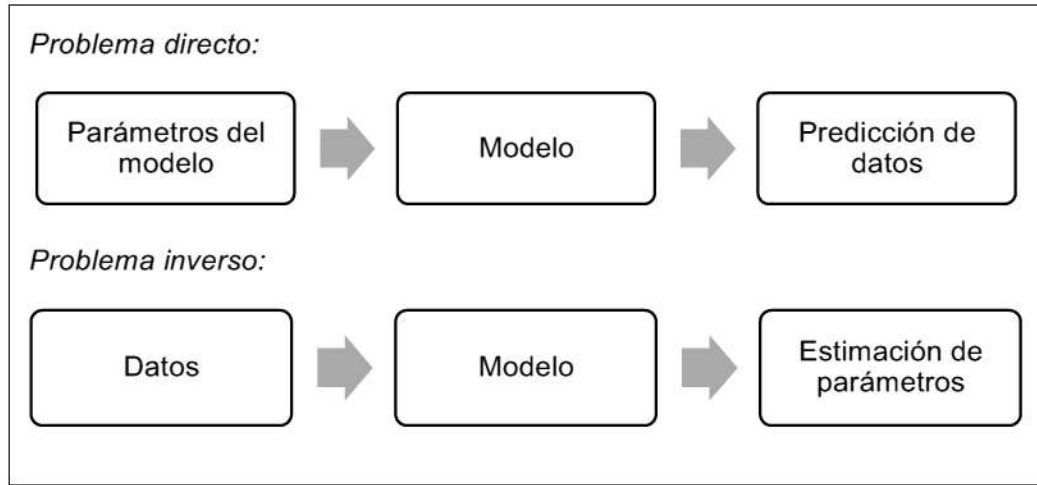
Nota. Adaptada de Loke (2023). La cantidad de electrodos depende de la disposición del equipo utilizado. La separación entre electrodos se denomina por la letra a . La geometría de la matriz de datos depende del dispositivo electródico.

2.3.4 PROCESO DE INVERSIÓN

En la [Sección 2.3.1](#) se menciona que la resistividad real se puede obtener mediante la solución de un problema inverso. En general, la “solución”, mejor llamada “respuesta”, a un problema inverso consiste en la búsqueda de datos característicos (parámetros) de un modelo. Esto se sitúa en oposición a la solución a un problema directo, que realiza predicciones con un modelo completamente establecido (**Figura 2.8**).

Figura 2.8

Esquemas Para la Resolución Problemas Directos e Inversos



Nota. Basada en Menke (1989).

En el caso de la inversión de datos geofísicos se busca un modelo que genere una respuesta similar a los datos medidos. Para la TER, el resultado de la inversión es un modelo de la resistividad real.

Para cuantificar el error del modelo obtenido se compara la matriz columna de mediciones reales $\mathbf{y}$ con la matriz columna de respuestas del modelo $\mathbf{f}$ a través de la matriz de diferencia entre estas $\mathbf{g} = \mathbf{y} - \mathbf{f}$. El método de optimización de mínimos cuadrados busca minimizar el error E , mientras modifica los parámetros del modelo contenidos en la matriz columna $\mathbf{q}$ de la siguiente manera (Loke, 2023):

$$E = \mathbf{g}^T \mathbf{g} \quad (2.38)$$

Para ello, se utiliza la ecuación de Gauss-Newton, permitiendo obtener el cambio $\Delta \mathbf{q}_k$.

$$\mathbf{J}^T \mathbf{J} \Delta \mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (2.39)$$

Donde $\mathbf{J}$ es la matriz jacobiana de derivadas parciales. A la optimización por (2.39) se le aplica la modificación de Marquardt-Levenberg para evitar el problema común de encontrar

que el producto $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ es singular y por tanto no exista un $\Delta \mathbf{q}_k$. Esta modificación resulta en el llamado método de mínimos cuadrados amortiguados (Loke, 2023).

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{I}) \Delta \mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (2.40)$$

Donde $\mathbf{I}$ es la matriz identidad y λ es el factor de amortiguamiento de Marquardt. Este método evita los cambios drásticos en el vector de cambio $\Delta \mathbf{q}$ y funciona bien con pequeños grupos de datos (Loke, 2023).

La aplicación del método en 2 o 3 dimensiones implica que los grupos de datos no serán pequeños, además de abrir la posibilidad a la presencia de distribuciones de resistividad erráticas. Entonces (2.40) se modifica nuevamente para minimizar las variaciones espaciales en $\mathbf{q}$, resultando en un método de optimización de mínimos cuadrados de normal l_2 o también llamado, suavizado forzado (Loke, 2023).

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{F}) \Delta \mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T \mathbf{g} - \lambda \mathbf{F} \mathbf{q}_k \quad (2.41)$$

con

$$\mathbf{F} = \sum_i \alpha_i \mathbf{C}_i^T \mathbf{C}_i, \quad i = x, y, z \quad (2.42)$$

Donde cada matriz $\mathbf{C}_i$ es la matriz de suavizado en su respectiva dirección, con pesos relativos correspondientes α_i .

Existen situaciones en las cuales el contraste vertical de resistividad no es necesariamente suave. Es decir, el medio no corresponde con capas horizontales. En estos casos se puede utilizar la norma l_1 conocida como una inversión robusta. La norma modifica la optimización en (2.41) para minimizar los cambios absolutos en las resistividades del modelo con el método de mínimos cuadrados ponderados de la siguiente manera (Loke, 2023):

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{R}_d \mathbf{J} + \lambda \mathbf{F}_R) \Delta \mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T \mathbf{R}_d \mathbf{g} - \lambda \mathbf{F}_R \mathbf{q}_k \quad (2.43)$$

con la modificación a (2.42)

$$\mathbf{F}_R = \sum_i \alpha_i \mathbf{C}_i^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}_i, \quad i = x, y, z \quad (2.44)$$

Donde las matrices $\mathbf{R}_d$ y $\mathbf{R}_m$ son introducidas para otorgar pesos iguales a distintos elementos de los vectores de discrepancia y suavizado durante el proceso iterativo (Loke, 2023). De acuerdo con el conocimiento a priori, se debe seleccionar el proceso de inversión óptimo para adquirir un modelo representativo y preciso del subsuelo. A cada una de las normas presentadas corresponden errores distintos. Esto consiste en un error absoluto para la norma l_1 y un error cuadrático medio (RMS, por sus siglas en inglés) para la norma l_2 .

CAPÍTULO 3

3 MARCO METODOLÓGICO

La metodología utilizada engloba la comprensión del entorno geológico del subsuelo, así como la elección de los sitios de estudio de manera relevante. Es importante también implementar un diseño experimental en torno a estas condiciones, para lo cual se pueden modelar las condiciones esperadas. Tampoco se puede dejar por fuera la manera de tratar los datos tanto sintéticos como de campo.

3.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO

Entender las características físicas del medio permite la interpretación precisa y efectiva de la TER. Estas comprenden la geología y la hidrología. La geología es el medio capaz de contener agua, mientras que la hidrología permite comprender la evolución y el movimiento del agua en las zonas de estudio.

3.1.1 GEOLOGÍA

La geología de Panamá es relativamente simple, ya que no presenta estructuras muy complejas formadas por plegamientos intensos o múltiples ni metamorfismos, excepto por el metamorfismo regional de la península de Azuero (Álvarez Sánchez, s/f). El istmo panameño es el último en terminar de formarse en Centroamérica. Este inició a finales del Cretácico y durante el Paleoceno con el levantamiento de la corteza oceánica por la subducción de la Placa de Cocos. Seguidamente, la actividad volcánica incrementó, generando rocas intrusivas y lavas durante el Eoceno. En esta época también se dio una transgresión marina en los límites bajos del istmo (Álvarez Sánchez, s/f; Rubio, 1949).

Durante el Oligoceno, aumentan los procesos de levantamiento y permiten la deposición de sedimentos marinos. En el Mioceno, las rocas fueron nuevamente cubiertas por lavas y cenizas volcánicas y surgen invasiones marinas en las zonas bajas del Istmo. También

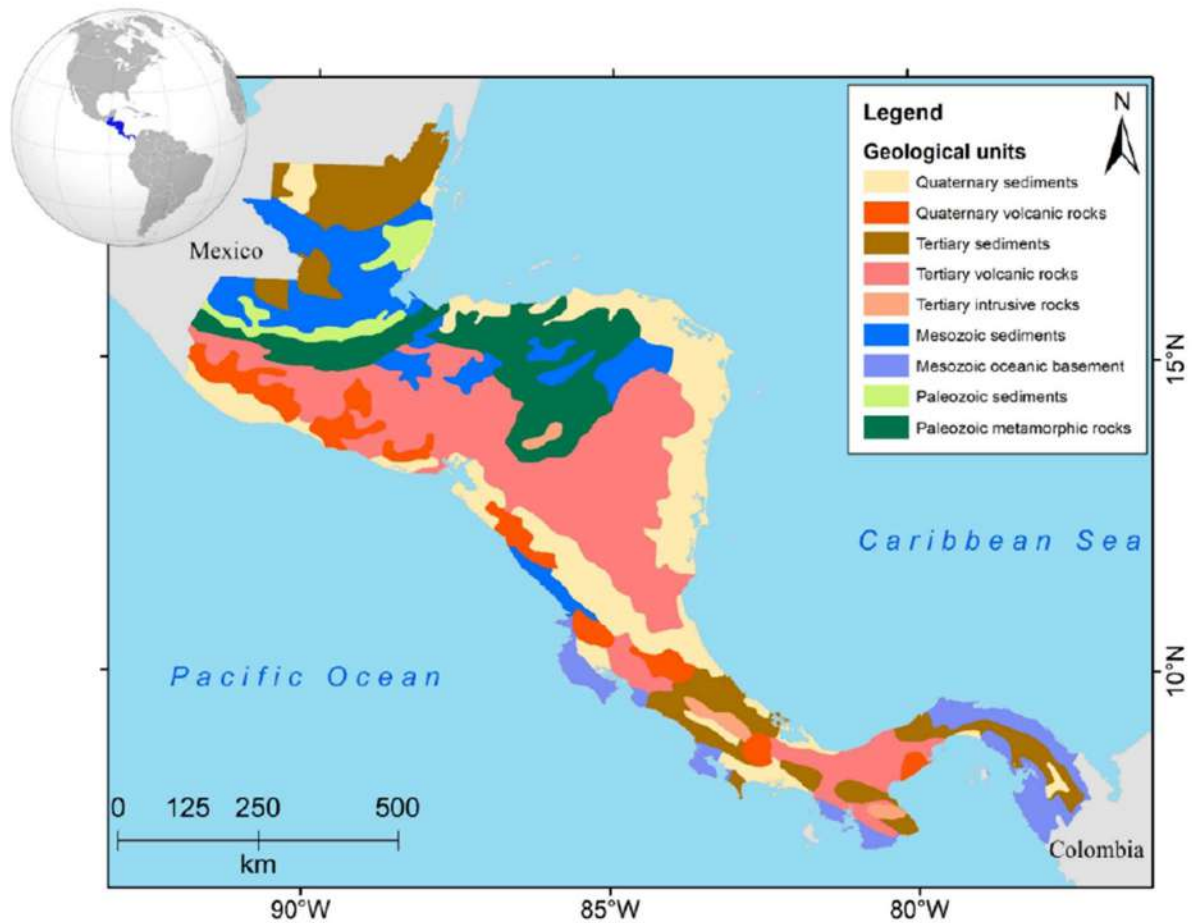
se formaron grandes cuerpos intrusivos en forma de batolitos, stocks y diques. El contorno general del Istmo se termina de formar en la siguiente época, el Plioceno, donde predominan los movimientos de levantamiento (Álvarez Sánchez, s/f; Rubio, 1949).

En el periodo Cuaternario hubo un aumento del nivel del mar en el Golfo de Panamá. Esto causó una transgresión rápida, responsable de la deposición de sedimentos arenosos y restos de organismos de aguas superficiales. La migración horizontal de la costa tierra adentro fue más rápida en la Bahía de Parita, dejando al centro del Golfo sin fuentes de sedimentos externos y baja tasa de deposición. Posteriormente disminuye la tasa de transgresión y se forma una nueva unidad sedimentaria (Golik, 1968).

Los procesos de formación del Istmo y demás procesos regionales hacen que este consista en formaciones recientes (**Figura 3.1**). En el entorno central del Golfo de Panamá (Bahía de Panamá) predominan los sedimentos cuaternarios y terciarios, con influencia del basamento oceánico cretácico. Hacia el oeste (Bahía de Parita) predominan las rocas volcánicas terciarias, con influencia de sedimentos terciarios y rocas volcánicas cuaternarias (Marshall, 2007; Quesada-Román et al., 2021).

Figura 3.1

Unidades Geológicas Generales de Centroamérica

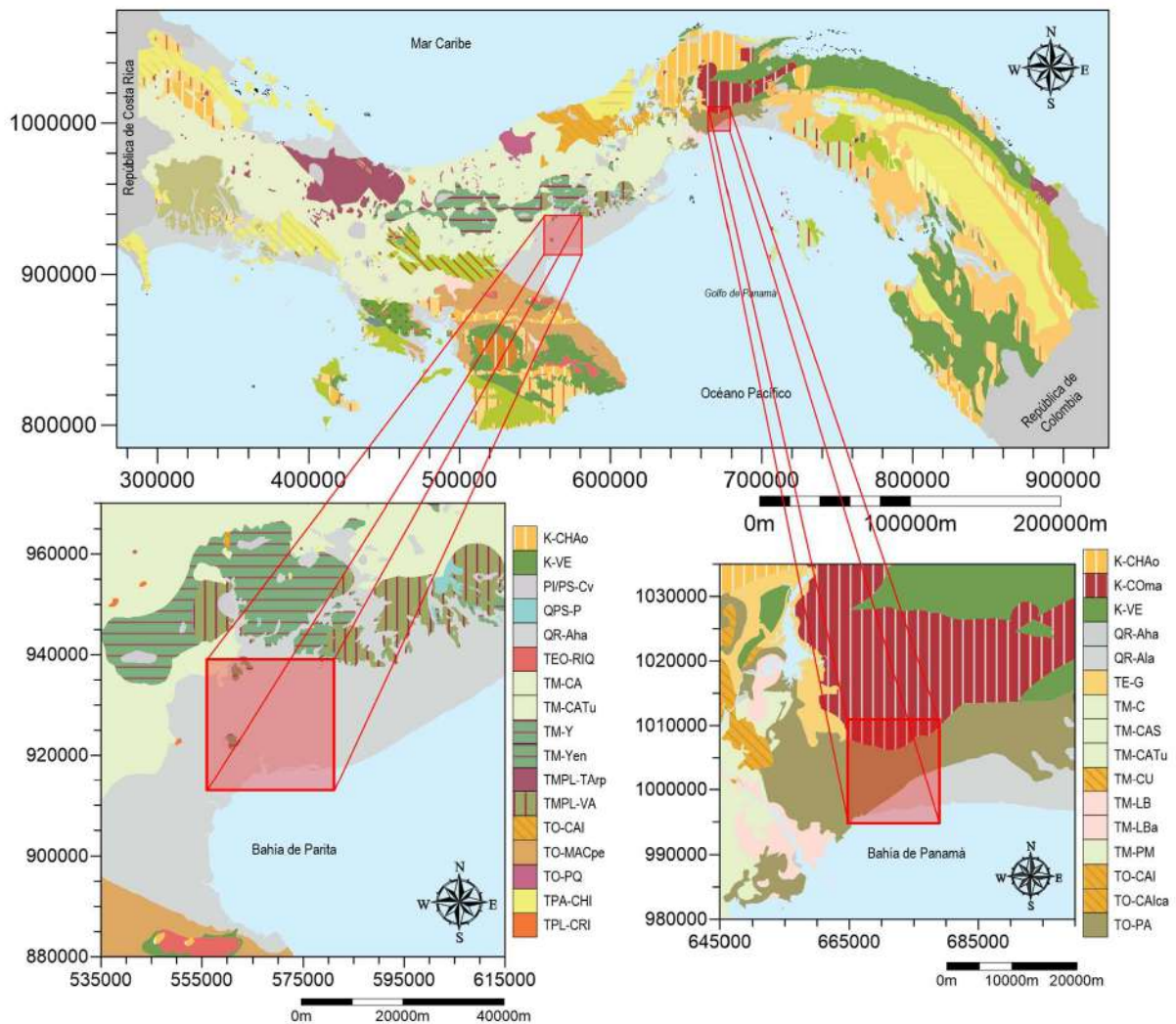


Nota. Tomado de Quesada-Román et al.(2021).

El estudio planteado se ubica en el Golfo de Panamá. Entre las dos regiones de estudio, se presentan 28 distintas formaciones geológicas, de edades cretácicas hasta cuaternarias, tanto volcánicas como sedimentarias (**Figura 3.2**). Dadas las notables diferencias en cada región, es necesario entender el medio geológico en cada una. También se deben restringir las zonas de estudio sin excluir posibles influencias geológicas.

Figura 3.2

Geología de las Regiones de Estudio en el Golfo de Panamá



Nota. Base cartográfica de 1990, tomada de la capa digital *Geología de la República de Panamá* (2022).

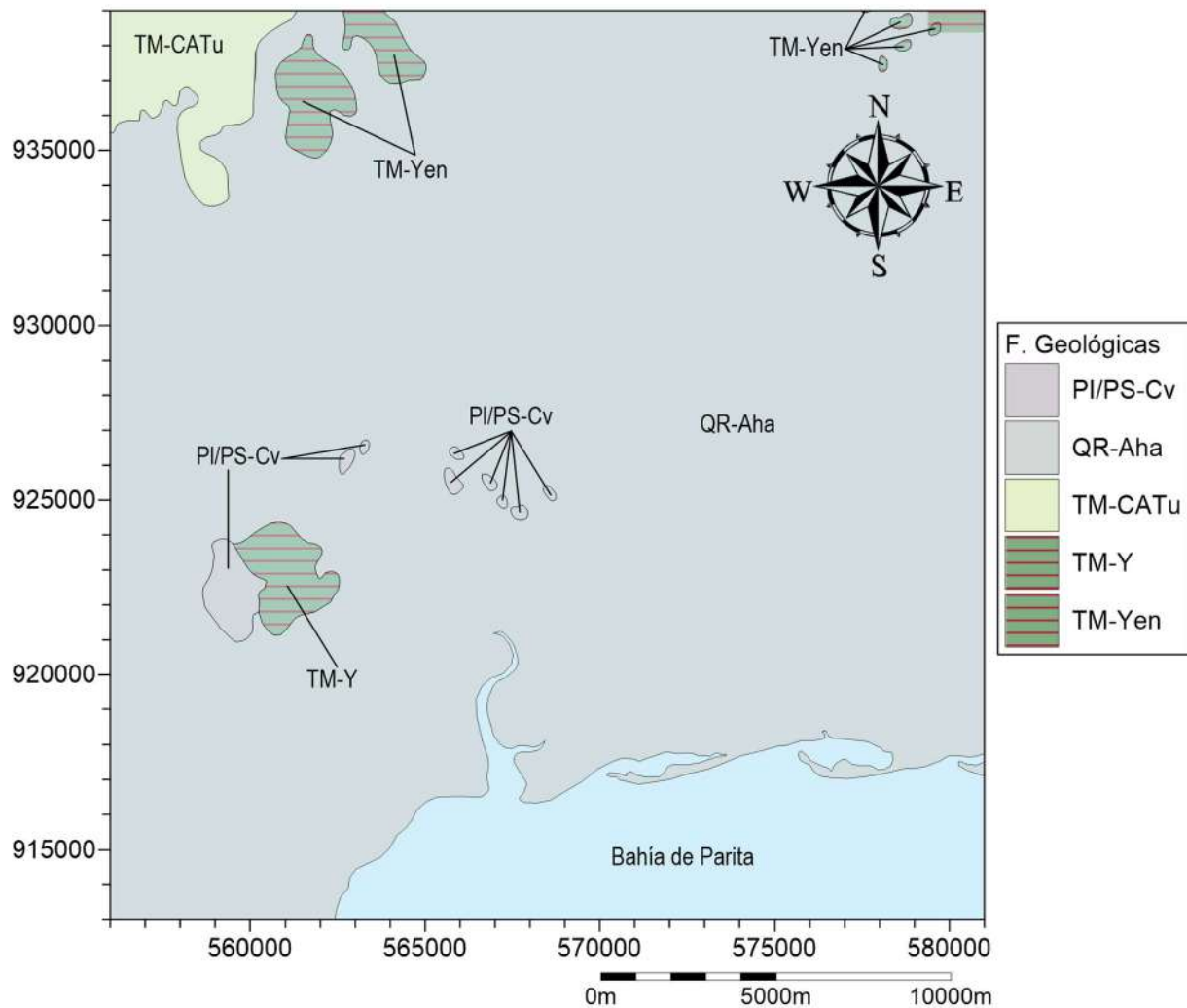
3.1.1.1 MANGLAR DEL SUR DE PENONOMÉ (MSP)

Esta zona de estudio tiene su costa en la Bahía de Parita y corresponde con el manglar ubicado al sur de Penonomé (MSP), en la provincia de Coclé. Esta zona es una extensa planicie con presencia de cerros. Los cerros no han sido muy alterados y preservan sus

características naturales. La planicie es de formación sedimentaria reciente, mientras que los cerros son de origen volcánico y más antiguos (**Figura 3.3**).

Figura 3.3

Mapa Geológico en la Zona del Manglar del Sur de Penonomé



Nota. Base cartográfica de 1990, tomada de la capa digital *Geología de la República de Panamá* (2022).

Las formaciones geológicas presentes se describen a continuación, según la base cartográfica de 1990, tomada de la capa digital *Geología de la República de Panamá* (2022):

- Río Hato (QR-Aha). Formación sedimentaria del Cuaternario, compuesta por conglomerado, areniscas, lutitas, tobas, areniscas no consolidadas y pómez.
- Cerro Viejo (PI/PS-Cv). Formación volcánica entre el Plioceno y Pleistoceno, compuesta por basaltos, andesita, amigdaloides vidriosos y basaltos postignimbríticos.
- Tucué (TM-CATu). Formación volcánica del Mioceno compuesta por andesitas, basaltos, lavas, brechas, tobas y plugs.
- La Yeguada (TM-Y). Formación volcánica del Mioceno compuesta por dacitas, ignimbritas y tobas.
- Cerro El Encanto (TM-Yen). Formación volcánica del Mioceno compuesta por dacitas, riodacitas, ignimbritas, subintrusivos, tobas y lavas.

La mayoría del medio geológico a nivel superficial en esta región es sedimentaria. Existen cerros de origen volcánico que se formaron en épocas distintas (Mioceno, Plioceno y Pleistoceno). Los más recientes tienen una alineación noroeste-sureste. Esto puede implicar que el subsuelo es de composición compleja, lo cual incrementa la posibilidad de encontrar inhomogeneidades subterráneas. Al explorar el Cerro El Gago se encontró un basalto postignimbrítico (**Figura 3.4**) y también se identificó una “capa vegetal cubierta por arcillas de color rojizo” (Alemán, 2024).

Figura 3.4

Basalto Identificado en Cerro El Gago

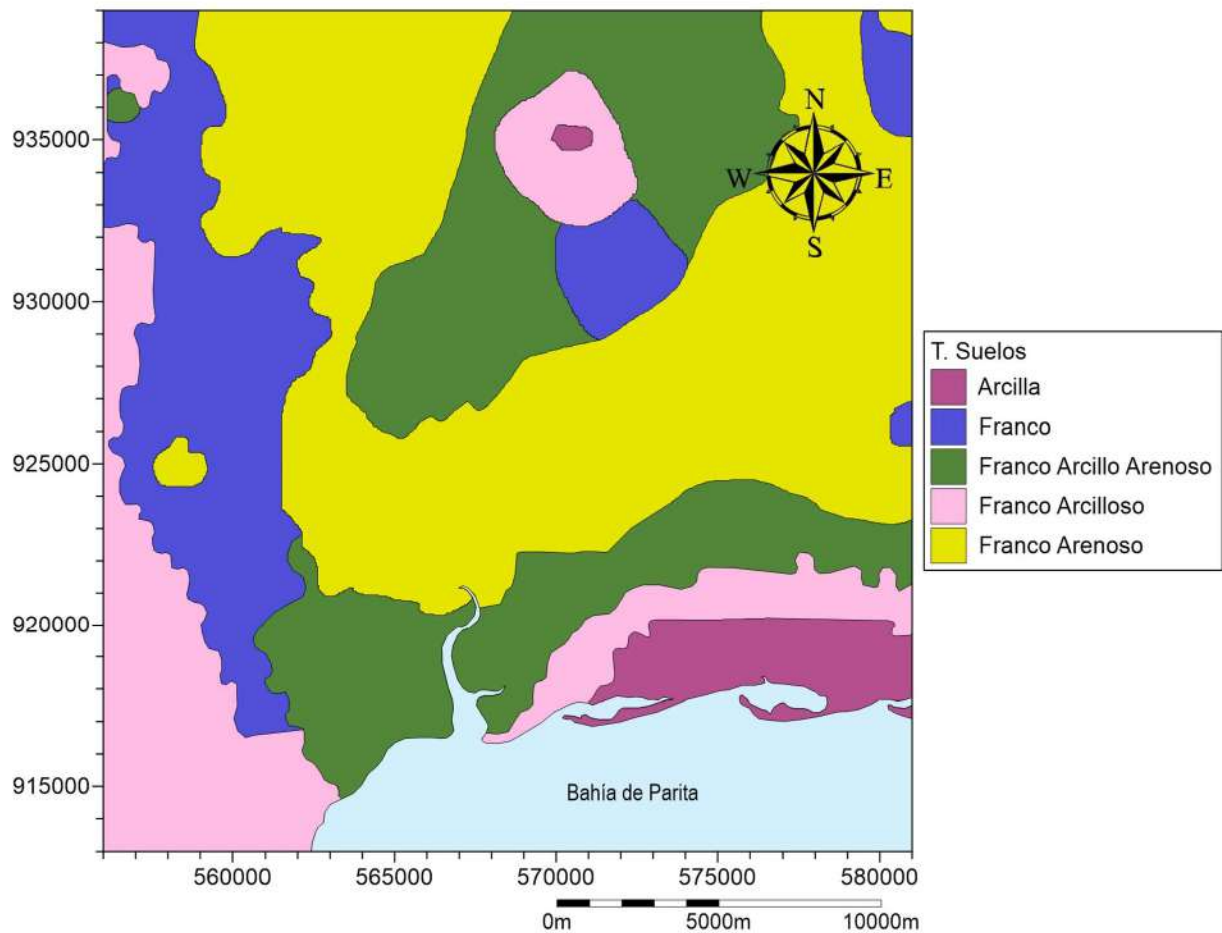


Nota. Basalto postignimbrítico, formación Cerro Viejo (PI/PS-Cv). La roca es altamente densa y magnética. Fotografía tomada de Alemán (2024).

Como consecuencia de la complejidad geológica de la zona y las tasas de erosión, la zona MSP cuenta con una alta variabilidad en la composición de sus suelos (**Figura 3.5**).

Figura 3.5

Texturas de Suelos en la Zona del Manglar del Sur de Penonomé



Nota. Base cartográfica adaptada de Name (2006).

En su mayoría, el suelo es franco, pero varía altamente entre prevalencia arcillosa y arenosa, e incluso presenta suelos compuestos completamente por arcilla. En general hay una tendencia arcillosa hacia el sur. Hacia el noroeste aumenta la cantidad de arena. Esta tendencia se mantiene hasta cerca del paralelo con latitud norte 925 000 m, en UTM. Una posible explicación a esta tendencia es la presencia del alineamiento de cerros evidente en el mapa geológico de la **Figura 3.3**. Esto sugiere variabilidad en las tasas de erosión durante la

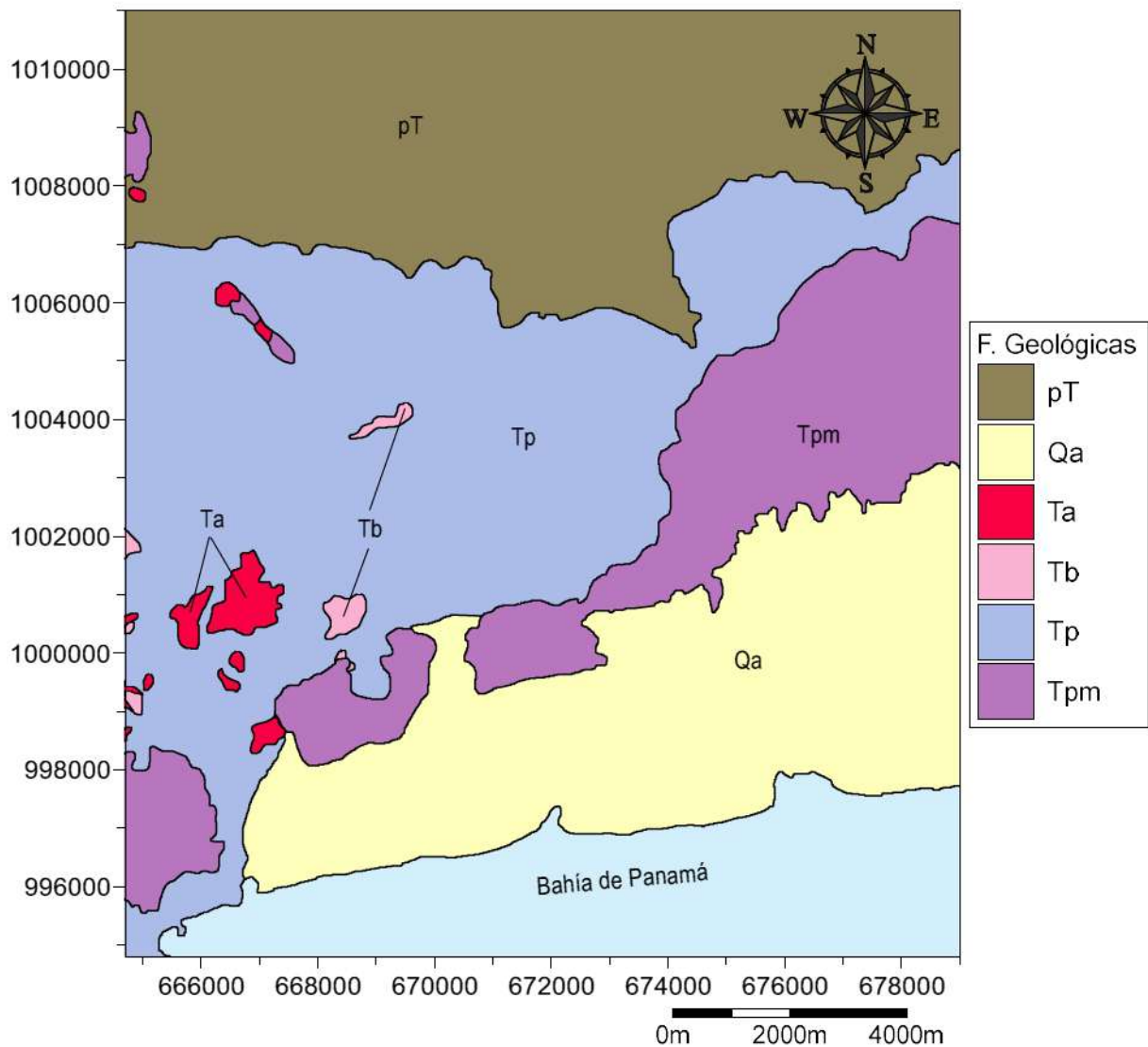
formación de estos cerros. Por tanto, se espera encontrar un medio altamente intercalado en lo que respecta la geología de la zona MSP.

3.1.1.2 MANGLAR DE JUAN DÍAZ (MJD)

Esta zona de estudio tiene su costa en la Bahía de Panamá y corresponde con el manglar ubicado en el corregimiento de Juan Díaz (MJD), en la Ciudad de Panamá. Esta zona también es una extensa planicie con una cadena montañosa volcánica al noroeste. A diferencia de la zona MSP no existen cerros formados posterior a la cadena montañosa. Aproximadamente a unos 10 km de la costa inicia parte de la Cordillera Central, con una de las formaciones más antiguas del istmo (**Figura 3.6**). Las formaciones geológicas presentes en esta zona tienen mayor resolución según el mapa geológico confeccionado para él, mientras que la capa digitalizada del mapa *Geología de la República de Panamá* (2022) presenta mayor información sobre las rocas que componen cada una de las formaciones geológicas. Se debe destacar que esta referencia fue recientemente digitalizada del mapa confeccionado por el MICI en el año 1990 (*Geología de la República de Panamá*, 2022), no es de confección reciente ni cuenta con revisiones geológicas actualizadas.

Figura 3.6

Mapa Geológico en la Zona del Manglar de Juan Díaz



Nota. Base cartográfica geológica tomada de Stewart & Stewart (1980).

A continuación, se describen las formaciones geológicas presentes según la información de ambos mapas.

- Las Lajas (QR-Ala o Qa). Formación sedimentaria del Cuaternario reciente compuesta por aluviones, sedimentos consolidados, areniscas, corales, manglares, conglomerado, lutitas carbónicas y deposiciones tipo delta (*Geología de la República*

de Panamá, 2022). Posee sedimentos holocenos no diferenciados, principalmente aluvión o relleno (Stewart & Stewart, 1980).

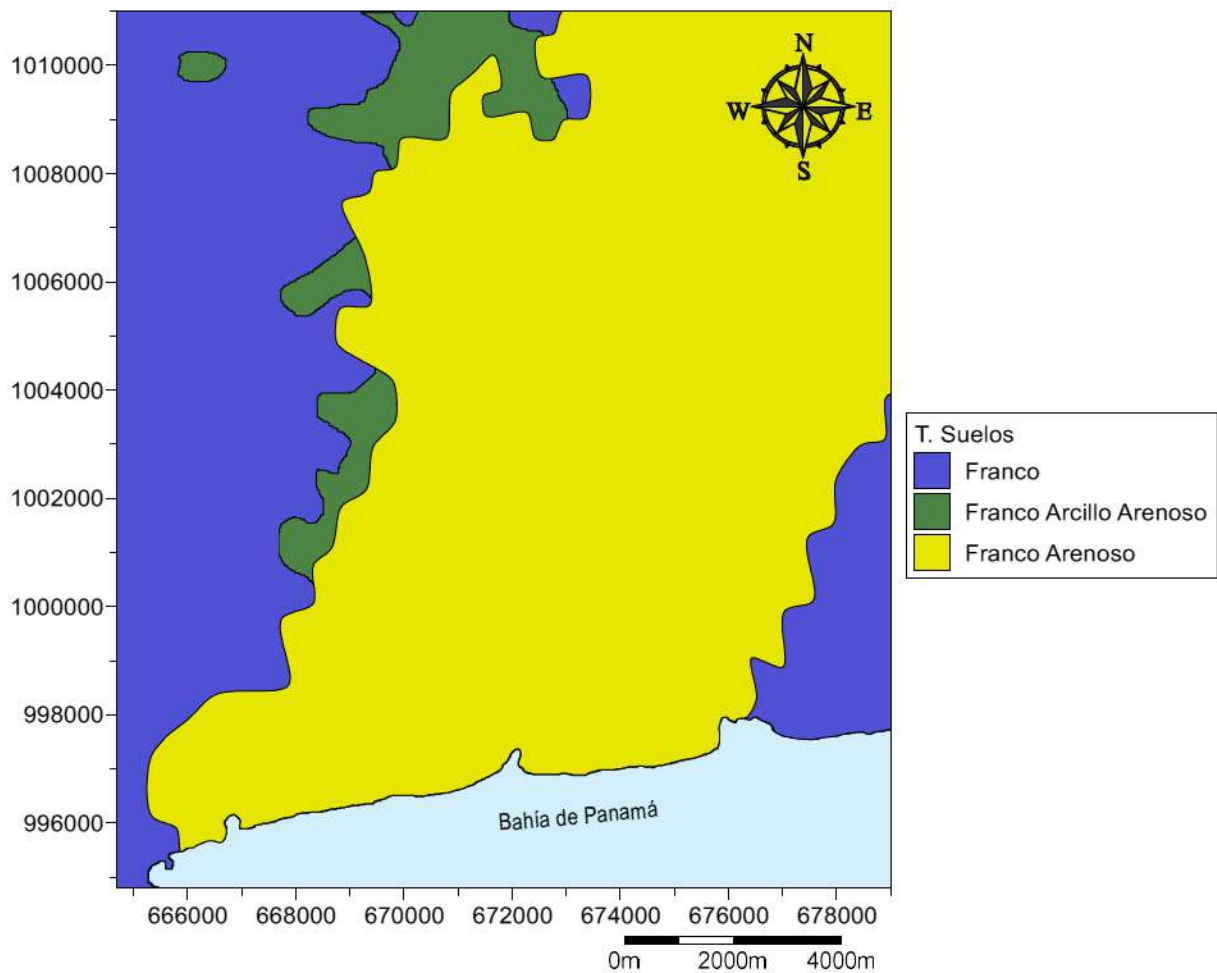
- Panamá fase volcánica (TO-PA o Tp). Formación volcánica del Oligoceno compuesta principalmente por aglomerado generalmente andesítico en tobas de grano fino. Incluye conglomerado depositado por corrientes.
- Panamá fase marina (TO-PA o Tpm). Formación sedimentaria del Oligoceno compuesta por arenisca tobácea, lutita tobácea, caliza algácea y caliza foraminífera.
- Mamóni (K-COma o pT). Formación plutónica del Cretácico compuesta por cuarzodioritas, granodioritas, dioritas y sienitas (*Geología de la República de Panamá*, 2022). Presenta lavas y tobas basálticas y andesíticas alteradas e incluye rocas intrusivas dioríticas y dacíticas (Stewart & Stewart, 1980).
- Ta (Stewart & Stewart, 1980). Formación volcánica del Oligoceno y Mioceno inferior compuesta por andesita intrusiva y extrusiva.
- Tb (Stewart & Stewart, 1980). Formación volcánica del Mioceno medio y superior compuesta por basalto intrusivo y extrusivo.

En la zona MJD se presenta un entorno de orden evidente. Las formaciones más antiguas se ubican al norte, siendo Ta y Tb las formaciones volcánicas más recientes, posteriores a la formación Panamá (marina y volcánica). A pesar de tener un orden evidente, esta zona está más urbanizada y no se evidencia preservación de la naturaleza.

Los suelos son de textura franca (**Figura 3.7**), con una mayor componente arenosa en la parte central de la zona de estudio cuyos sedimentos no están ordenados (Gómez et al., 2006). En conjunto con la información geológica, se trata de un medio capaz de evidenciar estratificaciones o tasas de compactación claras.

Figura 3.7

Texturas de Suelos en la Bahía de Panamá



Nota. Base cartográfica adaptada de (Name, 2006).

3.1.2 HIDROLOGÍA

Ambas zonas de estudio poseen un clima tropical con estación seca prolongada. Este presenta temperaturas entre 27 y 28 °C, con las menores cantidades de precipitaciones anuales del país por debajo de los 2 500 mm. La estación seca consiste en vientos fuertes con nubes medias y altas. La humedad relativa es baja y la evaporación es alta (Autoridad Nacional del Ambiente, 2010).

Los acuíferos presentes en las zonas MSP y MJD son de predominancia intergranular. Estos presentan permeabilidad media-variable con acuíferos productivos y permeabilidad variables con acuíferos moderadamente productivos, respectivamente. Sus características son una consecuencia de la geología, correspondiente a las formaciones QR-Ala (MJD) y QR-Aha (MSP), así como erosión primaria y secundaria de formaciones más viejas (Montgomery et al., 2000). En cada caso también difieren las extensiones de los acuíferos, siendo libres y de extensión regional limitada en MJD y libres o confinados de extensión variable en MSP. Los sedimentos presentes también varían, siendo marinos y clásticos, respectivamente. Además, en la zona MJD existen secciones de granulometría variable (arenosas, limosas, arcillosas). La calidad del agua es generalmente buena en ambos casos. Sin embargo, en MSP se reporta la posibilidad de captar agua salobre al acercarse a la costa (Autoridad Nacional del Ambiente, 2010).

El nivel freático de cada zona es distinto, como consecuencia de la geología y los tipos de suelos. Aproximadamente a 4 km de la costa, en las proximidades del Río Juan Díaz, se reportan niveles de 2 m y 3 m (Lucio Alonso, 2017). Hacia el este, cerca del Río Tapia, a unos 4.5 km de la costa, el nivel oscila entre 1.5 m y 2.5 m (González-Valoys et al., 2022). Cerca de esta localidad, a 5.5 km de la costa, se ven variaciones entre 80 cm hasta 260 cm, dependiendo de la época del año (Lau Ortega, 2021). Por esto, se estima que en la zona del manglar el nivel freático coincida con la superficie, con niveles por debajo de 1 m.

En la zona MSP la información es muy escasa e irregular (Autoridad Nacional del Ambiente, 2013). La mayoría de los registros de pozos no contienen datos físicos, donde el 73% de pozos en la subcuenca del Río Zaratí, perteneciente a la cuenca del Río Grande, no reportan el nivel freático (González et al., 2022). Además de la poca información disponible, las variaciones registradas en el nivel freático son muy grandes incluso en distancias inferiores a 1 km, yendo desde 2.5 m hasta 10 m en la subcuenca del Río Zaratí (Noel et al., 2022). En la literatura se pueden encontrar mediciones precisas aplicando métodos geofísicos en la

cercanía del Cerro El Gago, mostrando el nivel freático entre menos de 2 m de profundidad hasta cerca de 5 m (Edward Hernández, 2021). A pesar de la gran diferencia en los niveles a distintas alturas, se puede considerar que el nivel freático sea más somero con mayor cercanía a la costa, como lo está el manglar. Entonces, también se espera encontrar un nivel freático prácticamente superficial.

3.2 DISEÑO EXPERIMENTAL

Para generar una respuesta óptima del medio a estudiar, se propone la previa elaboración de modelos numéricos. En una segunda etapa, se realizan las mediciones in situ.

3.2.1 MODELOS NUMÉRICOS

Establecer modelos con la información disponible presenta una solución al problema directo. Su confección es dependiente del contexto geológico, siendo este el principal factor limitante. Los modelos son interpretados simulando mediciones reales, lo cual genera una expectativa para los resultados de la fase de campo. A su vez, permite elegir los parámetros óptimos de medición para identificar la intrusión salina en los medios reales (sitios de estudio).

Para confeccionar los modelos se combina la información de la [Sección 3.1](#) con valores representativos de resistividad según la **Figura 2.5** para generar los esquemas generales usando el programa RES2DMOD® de Aarhus GeoSoftware®.

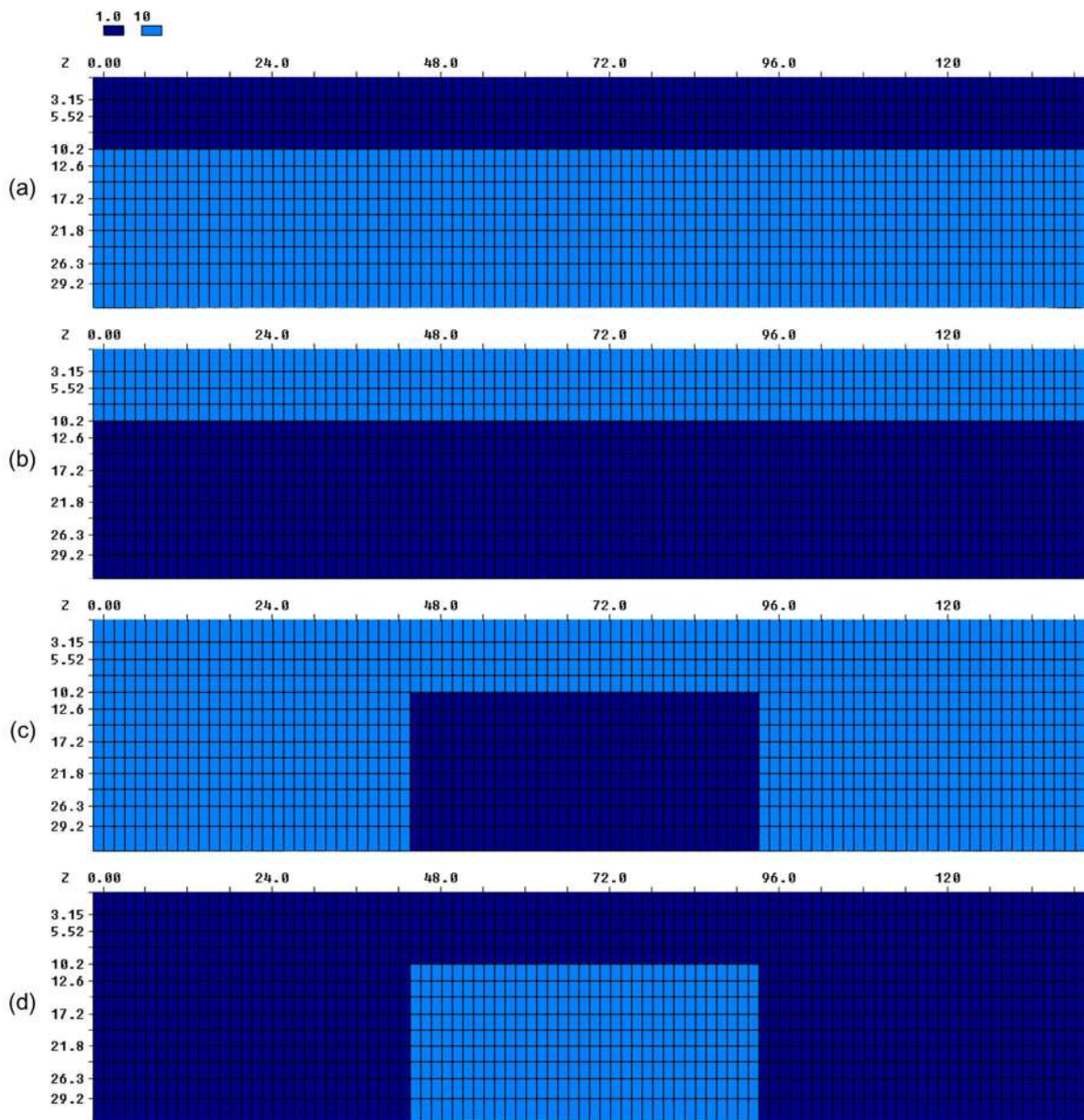
RES2DMOD® es un programa de modelación de secciones bidimensionales de resistividad (simulador de TER). El algoritmo de simulación resuelve el problema directo por elementos finitos o diferencias finitas. Para ello, se divide la sección en pequeñas celdas y el usuario puede elegir la resistividad de cada celda, así como el dispositivo electrodico. Este software permite simular con los dispositivos Wenner (alpha, beta y gamma), Wenner-Schlumberger, polo-polo, polo-dipolo, etc.

Para los modelos, se plantean cuatro escenarios simples de dos capas (1 y 2) o una anomalía (3 y 4), presentados en la **Figura 3.8**Figura 3.8. En todos los casos, se espera encontrar una saturación total del medio geológico, por lo que se consideran los rangos inferiores de resistividad reportada para los materiales más comunes de las zonas: aluvión o arenisca ($10 \Omega \cdot m$) y arcilla ($1 \Omega \cdot m$). A continuación, se describen los entornos propuestos responsables de estas secciones modeladas:

1. El medio posee dos capas saturadas. La capa superior ocupa los primeros 10 m y está compuesta por arcilla arenosa. La capa inferior también está compuesta por una mezcla de sedimentos como una arenisca arcillosa no consolidada. Esta posee cierto grado de compactación (**Figura 3.8a**).
2. El medio posee dos capas saturadas. La geología es equivalente al primer caso con las capas invertidas. Es decir, una capa de arenisca arcillosa no consolidada en superficie, con una capa de arcillas en profundidad. Esta no capta la inclinación característica de la cuña (**Figura 3.8b**).
3. El medio, compuesto por arenisca no consolidada y material de derrubio, es relativamente homogéneo y está saturado con agua salina. A 10 m de profundidad se ubica una depresión sedimentaria, ocupada por arcilla arenosa. Esta posee mayor porosidad, pero menor transmisividad o permeabilidad, y por tanto mayor acumulación de sales (**Figura 3.8c**).
4. El medio, compuesto por sedimentos finos como arcilla arenosa, está saturado con agua salina. Esta sección contiene un paleocanal a 10 m de profundidad. La zona del paleocanal es más resistiva debido a las gravas y material fluvial, implicando menor capacidad de almacenar agua, pero mayor permeabilidad (**Figura 3.8d**).

Figura 3.8

Modelos Numéricos de Resistividad



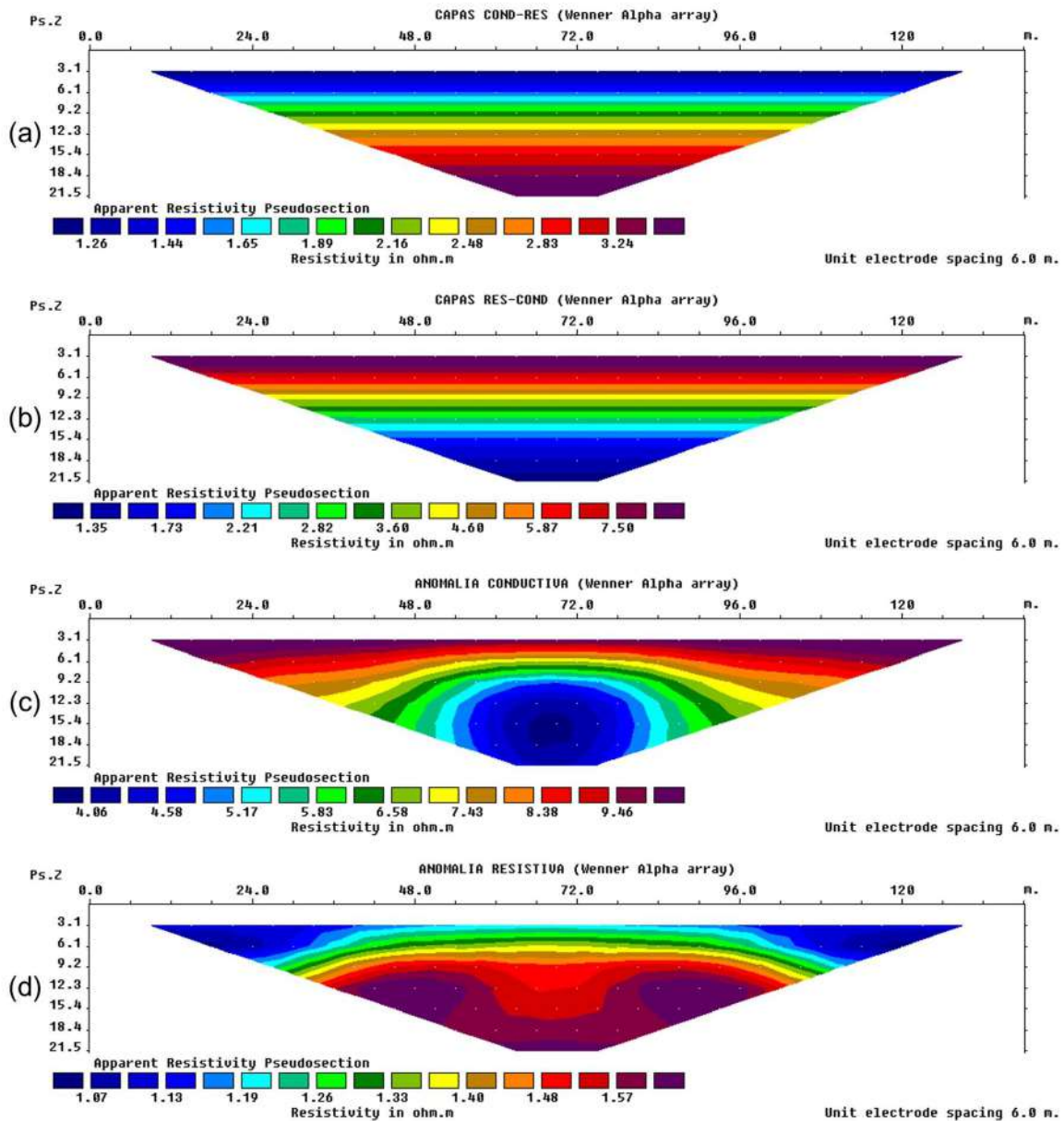
Nota. Secciones obtenidas de RES2DMOD®. (a) Modelo 1, (b) Modelo 2, (c) Modelo 3 y (d) Modelo 4.

Con estos modelos, se genera la respuesta de resistividad aparente (**Figura 3.9**). En este proceso, se inserta 5% de ruido a los datos, para simular mediciones reales. Estas

secciones se procesan en el software RES2DINV®, para evaluar la viabilidad del método elegido en resolver la intrusión salina y facilitar la interpretación de los datos de campo.

Figura 3.9

Secciones de Resistividad Aparente de los Modelos



Nota. Secciones obtenidas de RES2DMOD®. (a) Modelo 1, (b) Modelo 2, (c) Modelo 3, (d) Modelo 4.

3.2.2 METODOLOGÍA DE CAMPO

El proceso de medición consistió en varios pasos clave para garantizar la precisión de los datos. Primero, se seleccionaron los perfiles de interés y se midió la longitud disponible para ellos. La longitud del perfil se dividió entre la cantidad de electrodos menos 1, este resultado se truncó (valor entero) y se utilizó como la separación entre electrodos (a). Estos últimos se enterraron hasta 5 cm en el suelo, equidistantemente separados. Simultáneamente, se extendió el cable multicanal a lo largo del perfil (**Figura 3.10a**).

Seguidamente, cada electrodo se conectó al cable multicanal con el uso de cables cocodrilo (**Figura 3.10b**). El cable multicanal comunica los electrodos con el resistivímetro Syscal R1-Plus de IRIS Instruments®. Este automatiza la adquisición de datos mediante la programación de un algoritmo responsable de elegir 4 electrodos A, M, N y B (**Figura 2.4**). Para el dispositivo Wenner-Schlumberger los dos electrodos extremos inyectan la corriente (A y B) y los dos electrodos centrales miden la diferencia del potencial (M y N). Este dispositivo mantiene la separación entre los electrodos M y N fija (valor de a) y varía la separación entre A y B, incrementándola para mayor profundidad. En todo momento, las distancias r_1 y r_4 son iguales y siempre son múltiplos de a (**Figura 2.4**).

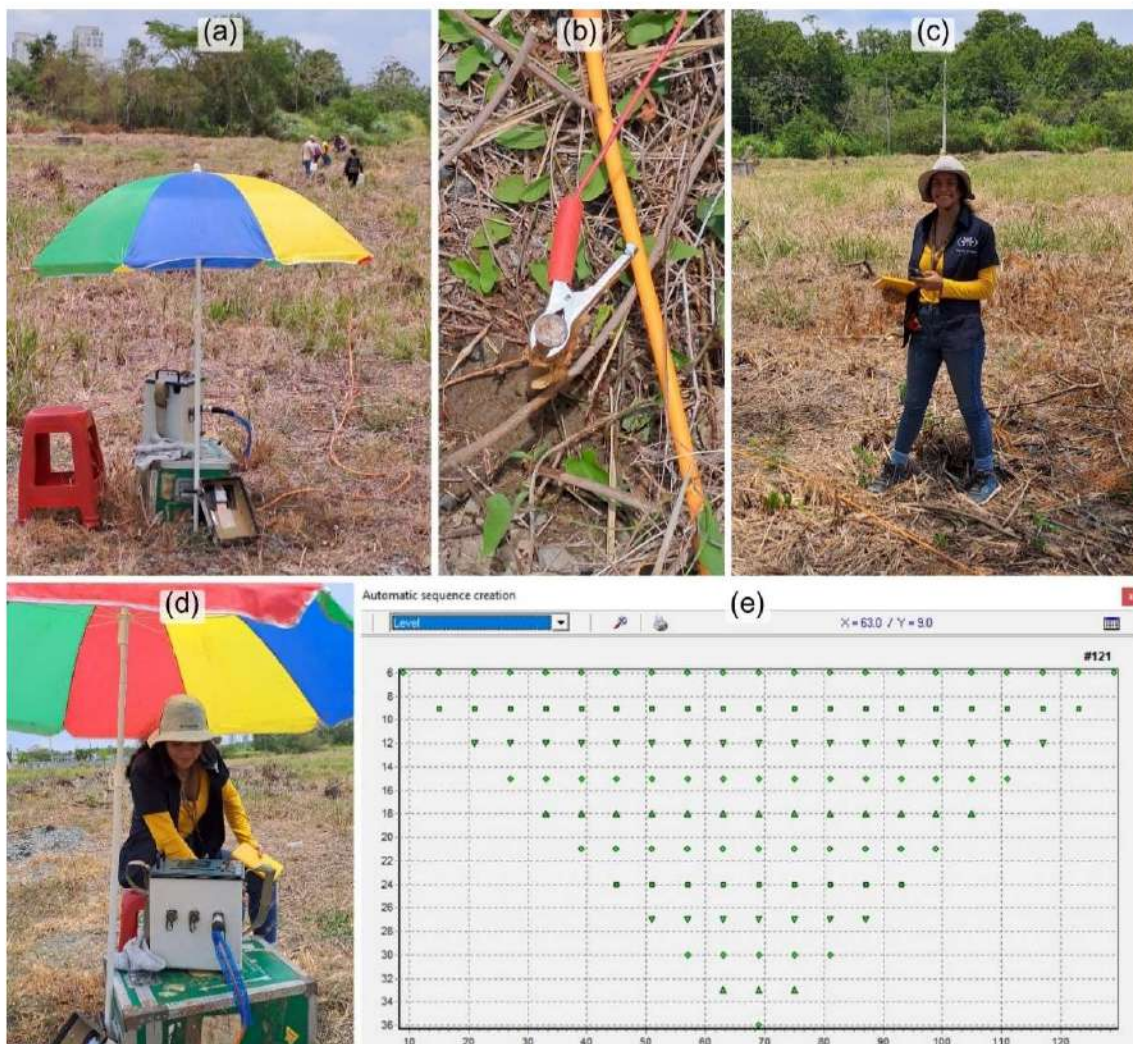
Para georreferenciar cada perfil, se utilizó el GPS Garmin 64SX®, tomando las coordenadas extremas y la coordenada central de cada perfil. Estas se tomaron en el sistema UTM, con una precisión de 3 m (**Figura 3.10c**). Toda esta información se anota en la libreta de campo, junto con un croquis representativo (Anexo 1).

Antes de iniciar la adquisición de datos, se verificó la resistividad del contacto entre los electrodos, siendo inferior a 1 k Ω en todos los casos. Durante la adquisición de datos, cada medición se realiza al menos 3 veces, como control de la calidad de los datos (IRIS Instruments, s/f). En este proceso, se mantuvo un control atento (**Figura 3.10d**) y se encontró que más del 99% de los datos no presentaron error alguno ($q = 0$).

De esta manera, se genera la matriz bidimensional de datos con las resistividades medidas. Para el dispositivo de Wenner-Schlumberger, con 24 electrodos, esta matriz contiene 121 puntos (al menos 363 mediciones), distribuidos en 13 niveles de profundidad. La matriz de datos esperada se visualiza con el software Electre II® de IRIS Instruments® (**Figura 3.10e**).

Figura 3.10

Proceso de Adquisición de Datos



Nota. (a) Resistivímetro y cable multicanal extendido, (b) conexión electrodo-cable multicanal, (c) medición de coordenadas del perfil, (d) control en tiempo real de la adquisición de datos, y (e) matriz de datos del software Electrell®.

Por la cercanía a la costa, la profundidad de exploración no es alta. Por tanto, se elige una separación entre electrodos entre 4 y 6 m. Se cuenta con 24 electrodos, por lo que los perfiles tendrán una extensión entre 92 y 138 m, respectivamente, con profundidades de exploración respectivas de 20 a 30 m. El dispositivo electródico óptimo para el estudio es el Wenner-Schlumberger. Este permite una buena visualización de cambios laterales y verticales, así como mantener una buena relación señal-ruido (**Tabla 2.3**).

Los perfiles se ubicaron dentro de cada manglar, procurando la mayor cercanía a la costa posible. Cada perfil se alinea también, de manera paralela (este-oste) o perpendicular (norte-sur) a la costa. Los perfiles perpendiculares a la costa serán capaces de identificar la forma de cuña, mientras que los perfiles paralelos podrán confirmar la continuidad lateral de la intrusión. En la **Figura 3.11** se ubican los perfiles de la zona MJD y en la **Figura 3.12**, los de la zona MSP. En ambas zonas de estudio, los perfiles se ubican sobre un suelo franco arenoso (Name, 2006). La vista aérea de la zona MSP en la proximidad del Río Grande (**Figura 3.13**) muestra en mayor detalle la cercanía de los Perfiles 3 y 4 al río (~ 100 m), donde las tasas de erosión son mayores (Saadon et al., 2021).

Figura 3.11

Perfiles en la Zona del Manglar de Juan Díaz

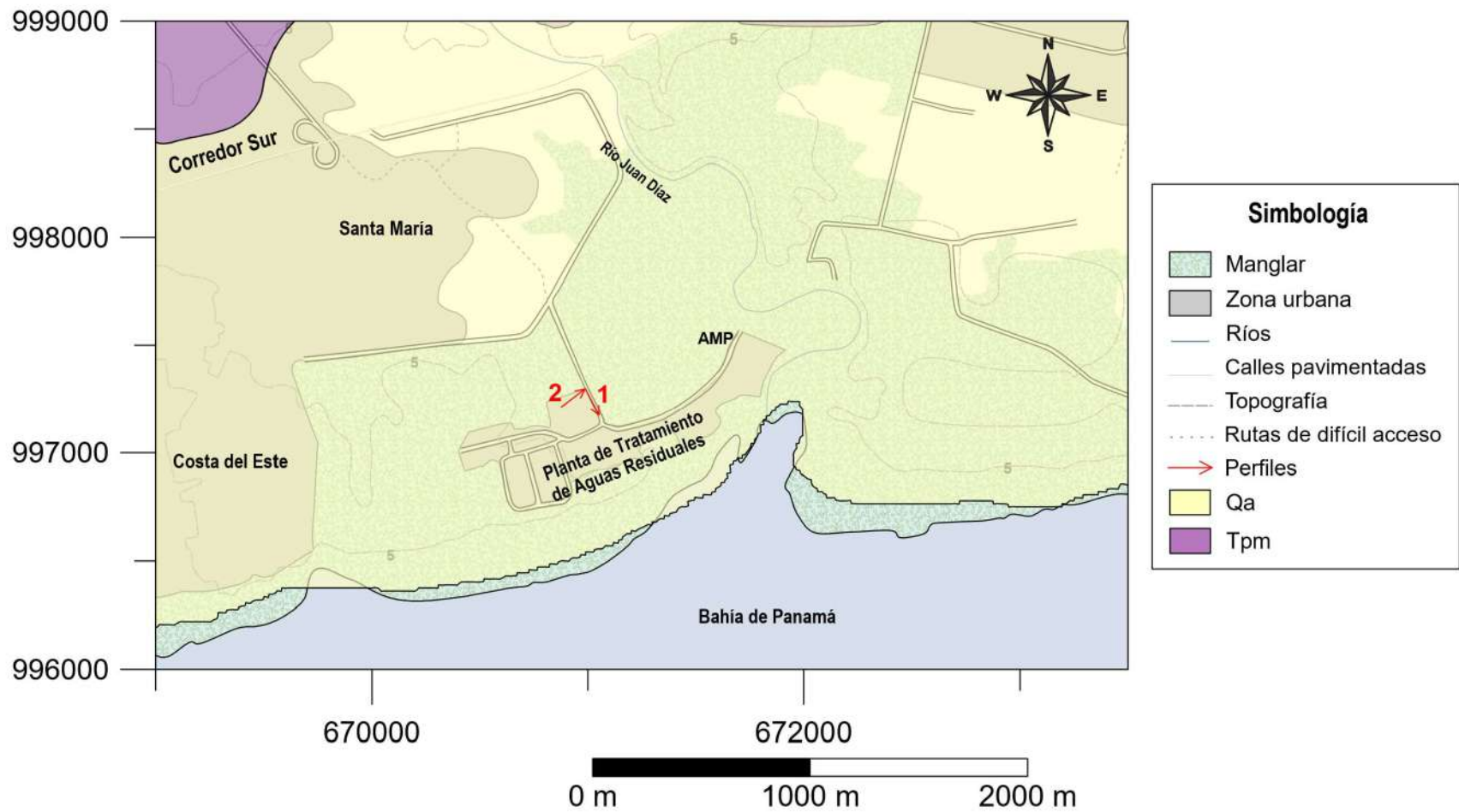


Figura 3.12

Perfiles en la Zona del Manglar del Sur de Penonomé

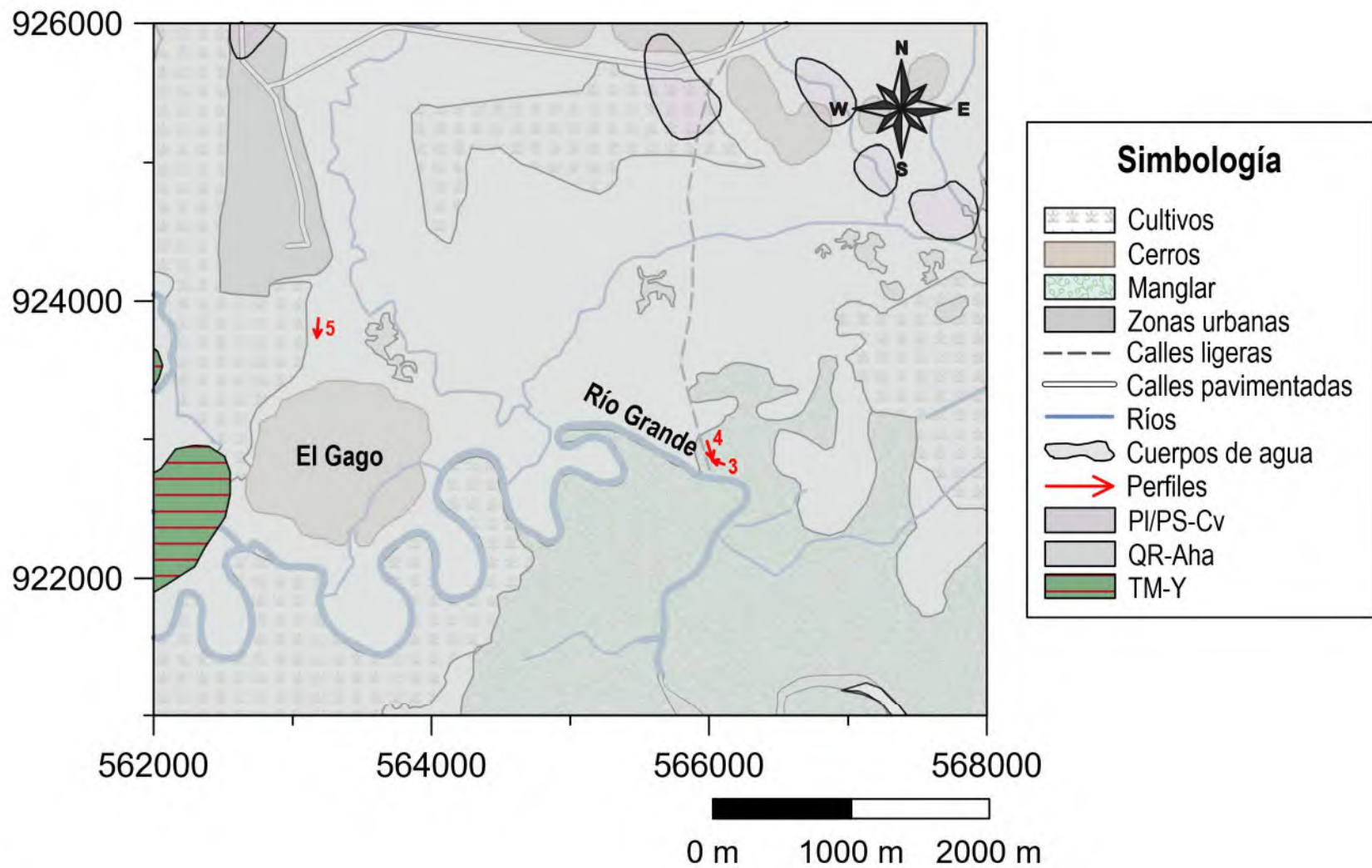
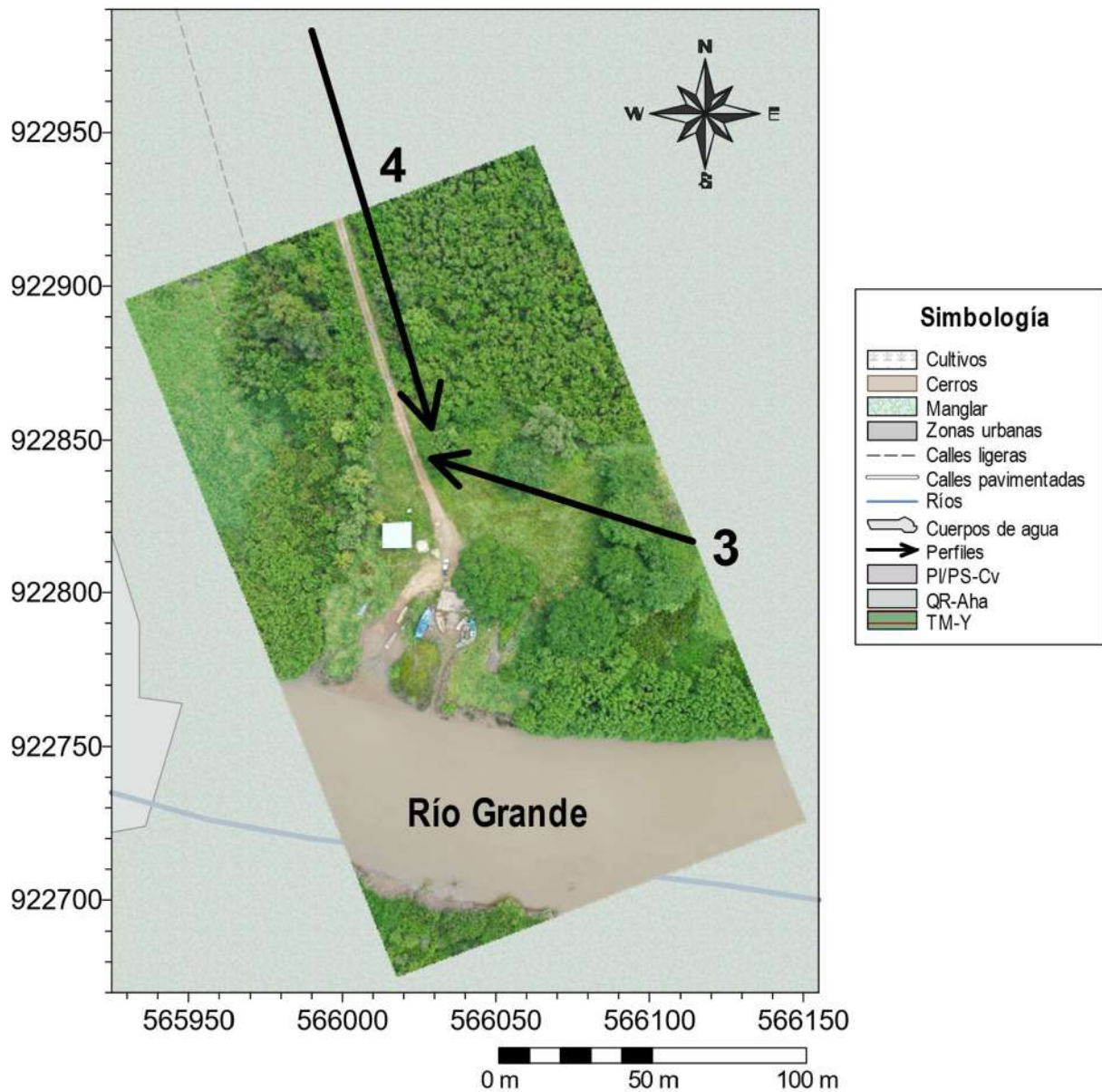


Figura 3.13

Vista Aérea sobre la Zona MSP con los Perfiles 3 y 4



Nota. Imagen capturada con el dron DJI Mini 3® en julio, 2024.

3.2.3 TRATAMIENTO DE DATOS

Una vez se cuenta con la matriz de resistividad aparente, estos datos se someten al proceso de inversión descrito en la [Sección 2.3.4](#), generando las TERs. La norma elegida para

cada perfil se basa en la sección de resistividad aparente. Las TERs obtenidas en RES2DINV[®] se exportan y optimizan en Surfer[®], un programa de Golden Software[®]. Este paso adicional permite editar la escala de colores gráfica y resaltar los cuerpos geológicos presentes. Para esto, Surfer[®] ejecuta un algoritmo de integración de datos (Krigging), mejorando la resolución de la TER.

Para obtener los perfiles de porosidad se aplica la ley de Archie **(2.36)** a los datos resultantes de la inversión. Este proceso se realiza con la hoja de cálculo simple Microsoft Excel[®] y requiere la selección adecuada de los parámetros siguientes: tortuosidad, cementación y resistividad del agua contenida en el medio geológico.

Dados los entornos considerados, cuya predominancia geológica consiste en arcillas y arenisca, ambas saturadas por intrusión salina, se estiman los parámetros de tortuosidad y cementación en 0.6 y 2.4, respectivamente. Estos valores se ubican dentro del intervalo consultado en la **Tabla 2.2**.

El valor de referencia para la resistividad del agua en los modelos es de $1.0 \Omega \cdot m$, en acuerdo con el límite discutido al final de la [Sección 2.2.8](#). Para la resistividad del agua en el Perfil 5, ubicado cerca de la comunidad Puerto El Gago, se utiliza un valor de $10 \Omega \cdot m$. Este dato es cercano a la conductividad del agua encontrada en un pozo en dicha comunidad, de $800 \mu S/cm$ o $12.5 \Omega \cdot m$ (Caballero et al., 2024).

Para los Perfiles 1 y 2 se estima un valor de $0.6 \Omega \cdot m$, eligiendo un intermedio entre agua de mar y arcillas (**Figura 2.5**). Mientras que para los Perfiles 3 y 4, este valor se eleva a $0.8 \Omega \cdot m$, tomando en cuenta que se encuentran más lejos de la costa. Aun así, se ubican muy cerca del Río Grande (**Figura 3.12**), por lo que el aumento en la resistividad del agua no se espera como un incremento grande. La resistividad del agua subterránea estimada para cada perfil y modelo sintético se recopila en la **Tabla 3.1**.

Tabla 3.1*Resistividades de Aguas Subterráneas en Cada Sitio*

Perfil	ρ_w ($\Omega \cdot m$)
1 – 2	0.6
3 – 4	0.8
5	10
Modelos 1 – 4	1.0

CAPÍTULO 4

4 RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir del método geoelectrico. Estos son segmentados según la propiedad física estudiada, resistividad o porosidad. Sin embargo, no se debe olvidar que ambas derivan de las tomografías electro-resistivas (TERs).

4.1 TOMOGRAFÍAS ELECTRO-RESISTIVAS

Los datos brutos se sometieron al proceso de inversión descrito en la [Sección 2.3.4](#), obteniendo las tomografías electro-resistivas (TERs). Estas se visualizaron con Surfer® y se seccionaron de la manera siguiente: modelos sintéticos, perfiles en MJD y perfiles en MSP.

4.1.1 MODELOS SINTÉTICOS

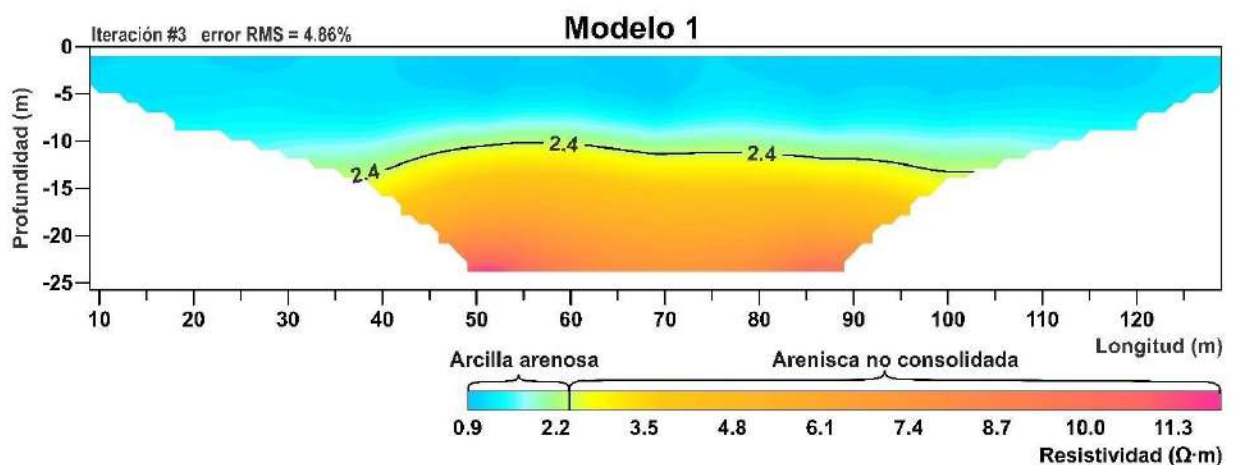
Las TERs obtenidas a partir de los modelos se extienden por 138 m. A continuación, se describen las tomografías, recordando su composición propuesta en la [Sección 3.2.1](#).

4.1.1.1 MODELO 1

Esta TER (**Figura 4.1**) con una profundidad de exploración de 24 m.

Figura 4.1

TER del Modelo 1



En la tomografía se presentaron resistividades de $0.9 \Omega \cdot m$ a $11.4 \Omega \cdot m$ y dos capas horizontales, caracterizadas a continuación.

La primera capa, representada por resistividades de $0.9\text{--}2.4 \Omega \cdot m$, corresponde con arcilla arenosa, saturada con agua salina. Esta se presenta desde la superficie y tiene un espesor de 10 m.

La segunda capa, con resistividades de $2.4\text{--}11.4 \Omega \cdot m$, está constituida por arenisca arcillosa, con cierto grado de compactación con presencia de intrusión salina. Esta se observa a partir de una profundidad de 10 m, hasta la profundidad de diseño (24 m).

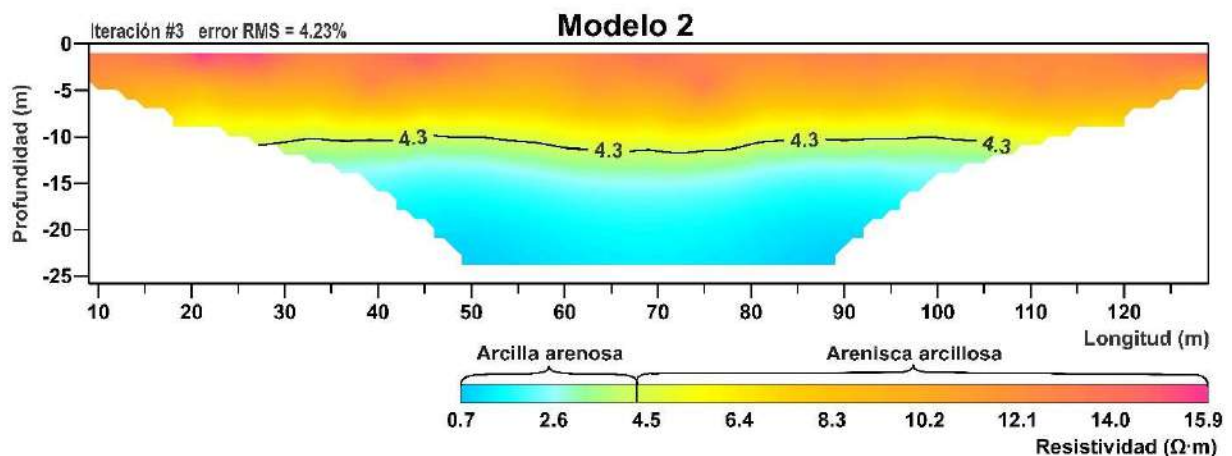
4.1.1.2 MODELO 2

En esta TER (**Figura 4.2**) se observaron resistividades de $0.7 \Omega \cdot m$ a $15.1 \Omega \cdot m$, con una profundidad de exploración de 24 m. Esta tomografía presentó dos capas horizontales, descritas a continuación.

La primera capa, con resistividades de $4.3\text{--}15.1 \Omega \cdot m$, corresponde con arenisca arcillosa, con cierto grado de compactación, y se encuentra saturada en agua salina. Esta se presenta desde la superficie y tiene un espesor de 10 m.

Figura 4.2

TER del Modelo 2



La segunda capa, con resistividades de $0.7\text{--}4.3\ \Omega\cdot\text{m}$, está constituida por arcilla arenosa, con presencia de intrusión salina. Esta se observa desde la profundidad de 10 m, hasta la profundidad de diseño (24 m).

4.1.1.3 MODELO 3

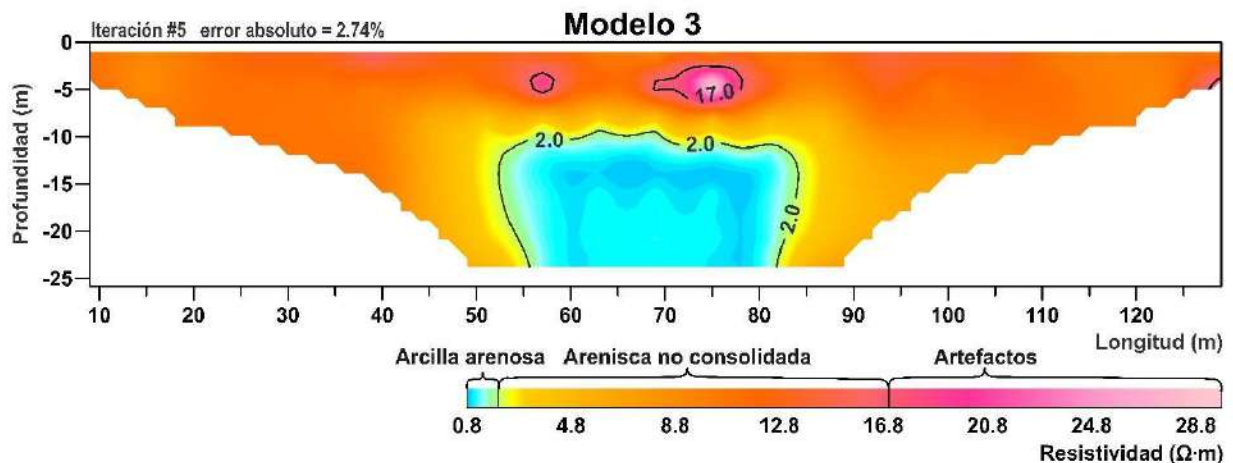
Esta TER (**Figura 4.3**) alcanzó una profundidad de exploración de 24 m, con resistividades de $0.8\ \Omega\cdot\text{m}$ a $29.8\ \Omega\cdot\text{m}$. En ella, se distinguen los horizontes siguientes.

El primer horizonte ocupa la mayoría de la tomografía, desde la superficie hasta la profundidad de diseño. Este posee resistividades de $2.0\text{--}16.8\ \Omega\cdot\text{m}$, lo que corresponde con arenisca no consolidada, saturada en agua salina.

El segundo horizonte, con resistividades de $0.8\text{--}2.0\ \Omega\cdot\text{m}$, se observa en el centro del perfil, a partir de una profundidad de 10 m, hasta la profundidad de diseño (24 m). Este se extiende por 30 m y está constituido por arcilla arenosa, con presencia de intrusión salina.

Figura 4.3

TER del Modelo 3



El tercer elemento, con resistividades de $16.8\text{--}29.8\ \Omega\cdot\text{m}$, incluye dos segmentos con dimensiones inferiores a 5 m, ubicados a una profundidad de 3 m. Este horizonte no está

constituido por ningún elemento geológico, sino que surge como un producto durante el proceso de inversión. Es decir, son artefactos producto del algoritmo, debidos al exceso de iteraciones o por el ruido añadido.

4.1.1.4 MODELO 4

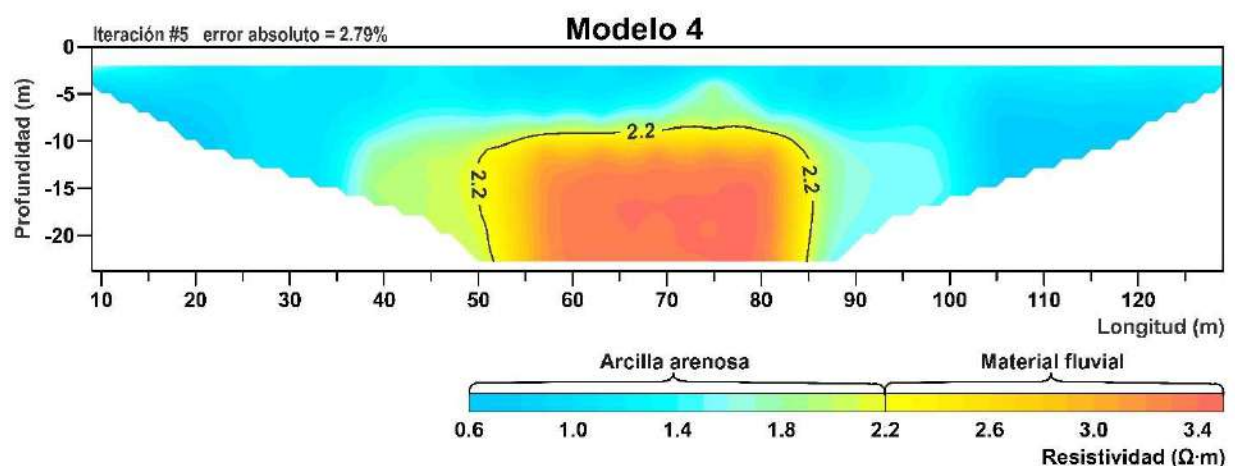
En esta TER (**Figura 4.4**) se observaron resistividades de $0.6 \Omega \cdot m$ a $3.4 \Omega \cdot m$ y alcanzó una profundidad de exploración de 23 m. La tomografía presenta dos horizontes descritos a continuación.

El primer horizonte se observa en todas las profundidades de la TER. Este posee resistividades de $0.6\text{--}2.2 \Omega \cdot m$, constituido por arcilla arenosa saturada en agua salina.

El segundo horizonte, con resistividades de $2.2\text{--}3.4 \Omega \cdot m$, se observa en el centro del perfil, a partir de una profundidad de 10 m y continúa hasta la profundidad de diseño. Este se extiende por 36 m y podría estar representando un paleocanal, debido a la presencia de gravas y material fluvial, saturado por intrusión salina.

Figura 4.4

TER del Modelo 4



4.1.2 PERFILES EN EL MANGLAR DE JUAN DÍAZ

Las tomografías del MJD alcanzaron una profundidad de exploración de 27 m, con respecto a la superficie. Estas se extienden por 138 m y se describen a continuación.

4.1.2.1 PERFIL 1

La tomografía del Perfil 1 (**Figura 4.5**) resultó en resistividades de $0.36 \Omega \cdot m$ a $11.2 \Omega \cdot m$ y tres horizontes, descritos a continuación.

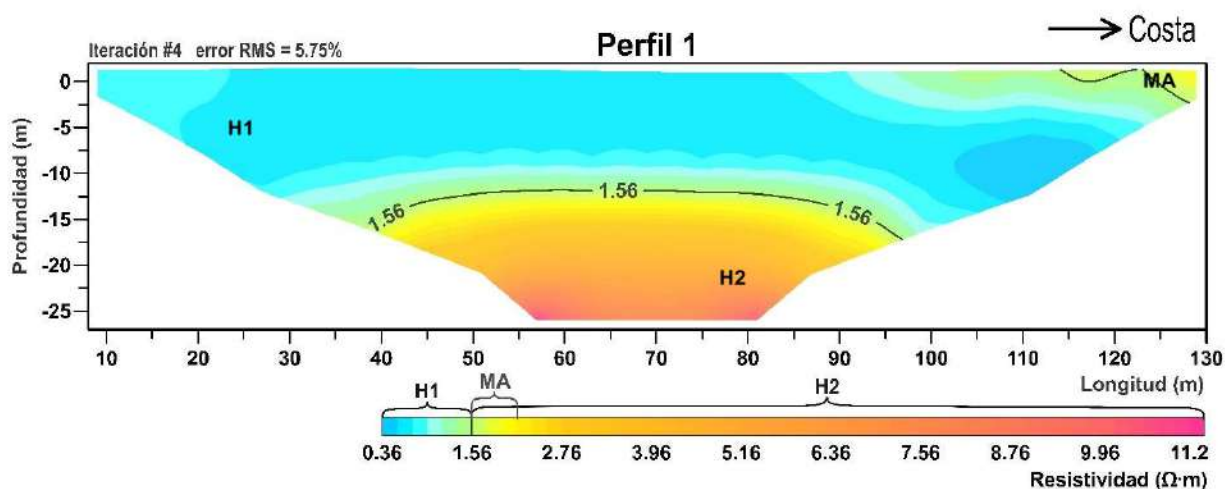
El primer horizonte (H1) es una capa horizontal con resistividades de $0.36\text{--}1.56 \Omega \cdot m$. Este se observa desde la superficie hasta una profundidad de 12 m.

El segundo horizonte (H2), con resistividades de $1.56\text{--}11.2 \Omega \cdot m$, es una capa horizontal. Este se observa desde la profundidad de 12 m, hasta la profundidad de exploración.

El tercer elemento (MA) es superficial, con resistividades de $1.56\text{--}2.17 \Omega \cdot m$. Este se observa al final del perfil, en dirección a la costa, con un espesor de 3 m y extensión de 14 m. En esta zona, el suelo consistió en material de origen antrópico y se encontraba más suelto (Anexo 1).

Figura 4.5

TER del Perfil 1



4.1.2.2 PERFIL 2

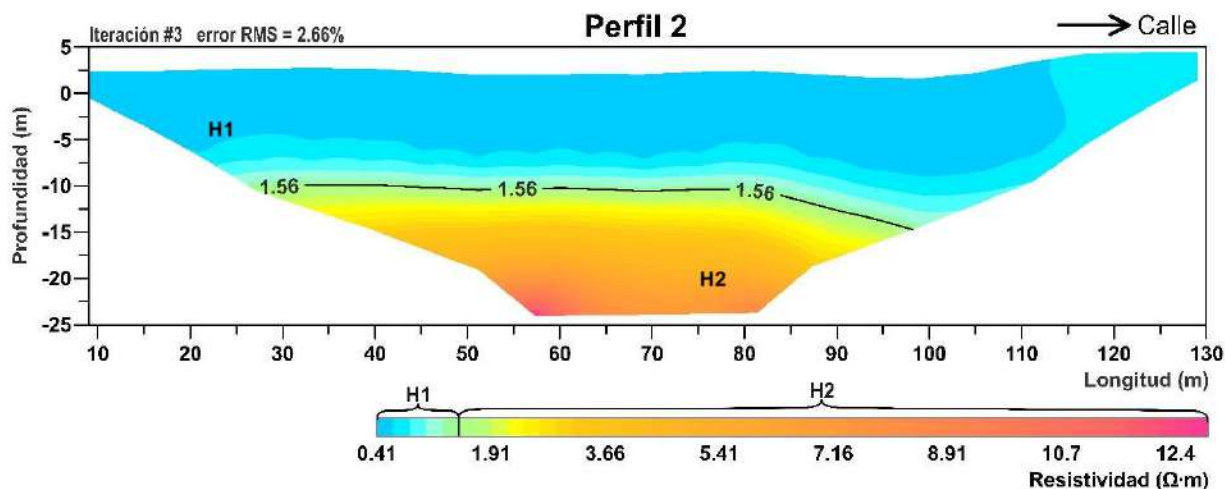
La TER del Perfil 2 (**Figura 4.6**) presentó resistividades de $0.41 \Omega \cdot m$ a $12.9 \Omega \cdot m$ y dos horizontes descritos a continuación.

El primer horizonte (H1), con resistividades de $0.41\text{--}1.56 \Omega \cdot m$, se observa desde la superficie hasta una profundidad de 10 m. A partir de los 80 m del perfil se observa el efecto topográfico.

El segundo horizonte (H2) presenta resistividades de $1.56\text{--}12.9 \Omega \cdot m$, ubicado a partir de una profundidad de 10 m, hasta la profundidad de exploración.

Figura 4.6

TER del Perfil 2



4.1.3 PERFILES EN EL MANGLAR DEL SUR DE PENONOMÉ

Las TERs obtenidas en el manglar del sur de Penonomé (MSP) difieren en varios aspectos, tales como: la distribución de resistividad (composición del medio geológico), longitud (extensión del perfil debido a la separación entre electrodos) y profundidad de exploración (como consecuencia de lo anterior). Estas se describen a continuación.

4.1.3.1 PERFIL 3

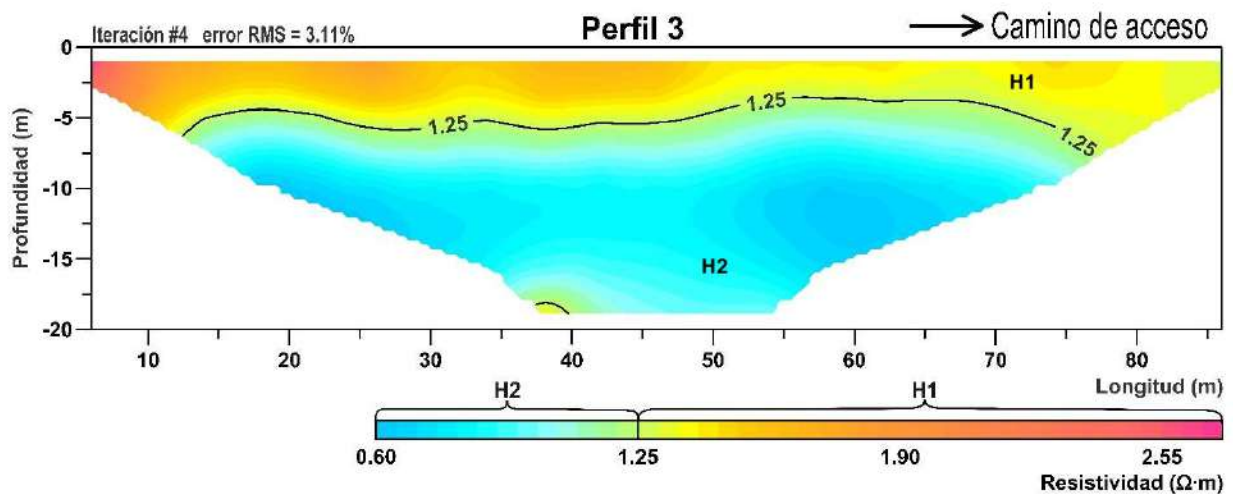
La TER del Perfil 3 (**Figura 4.7**) se extendió por 92 m, con una separación de electrodos de 4 m. Esta alcanzó una profundidad de exploración de 19 m y presentó resistividades de $0.60 \Omega \cdot m$ a $2.67 \Omega \cdot m$. En esta tomografía se observan dos horizontes.

El primer horizonte (H1), con resistividades de $1.25\text{--}2.67 \Omega \cdot m$, es una capa horizontal y se presenta desde la superficie hasta profundidades de 4–6 m.

El segundo horizonte (H2) presenta resistividades de $0.60\text{--}1.25 \Omega \cdot m$. Este se observa a partir de las profundidades de 4–6 m, hasta la profundidad de exploración (19 m).

Figura 4.7

TER del Perfil 3

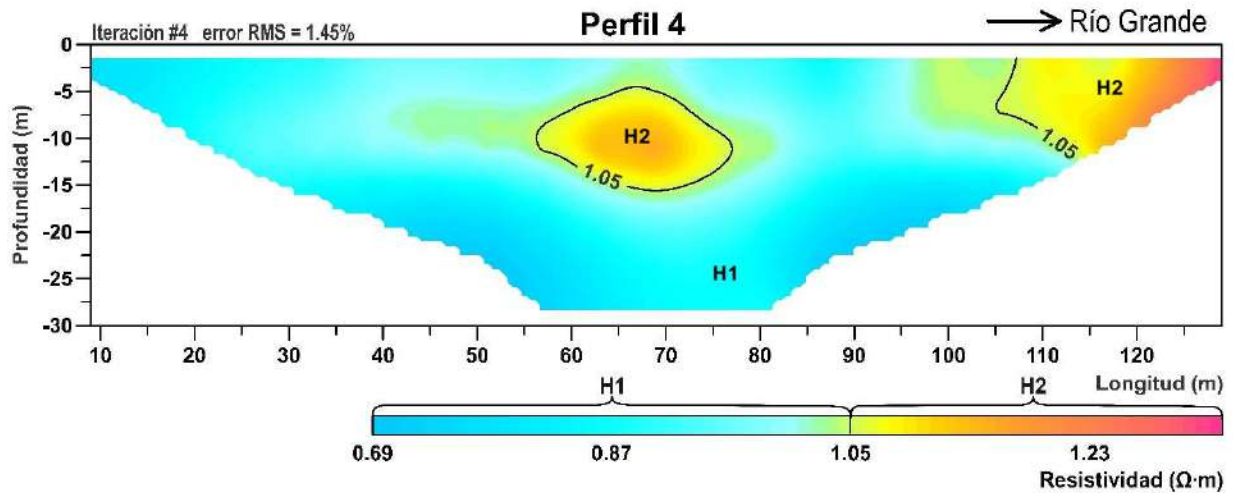


4.1.3.2 PERFIL 4

La TER del Perfil 4 (**Figura 4.8**) se extendió por 138 m y presentó resistividades entre $0.69 \Omega \cdot m$ y $1.31 \Omega \cdot m$. Esta tomografía alcanzó una profundidad de exploración de 28 m. En ella, se identifican dos tipos de horizontes.

Figura 4.8

TER del Perfil 4



El primer horizonte (H1) cubre la mayoría de la TER. Este presenta resistividades de 0.69–1.05 $\Omega \cdot m$, desde la superficie hasta la profundidad de exploración (28 m).

El segundo tipo de horizonte (H2) se observa en dos instancias. La primera se ubica en la zona central del perfil y tiene resistividades de 1.05–1.15 $\Omega \cdot m$. Esta se observa a partir de una profundidad de 5 m, con un espesor de 11 m y extensión de 22 m.

La segunda instancia de este horizonte presenta resistividades de 1.05–1.31 $\Omega \cdot m$. Esta se observa al final del perfil, en dirección al Río Grande, desde de los 105 m del perfil. A partir de donde se extiende por 24 m y alcanza una profundidad de 12 m.

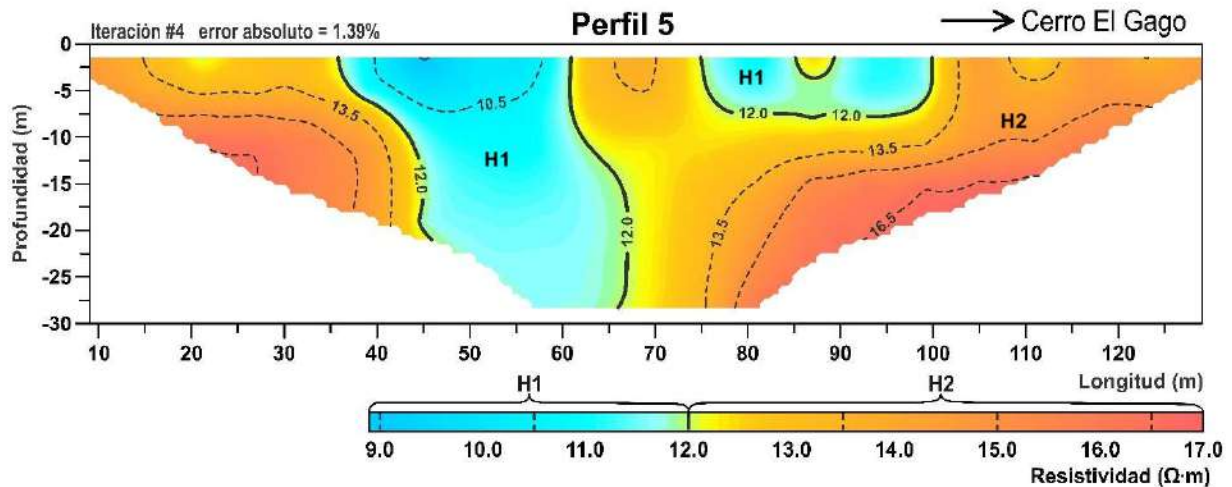
4.1.3.3 PERFIL 5

La TER del Perfil 5 (**Figura 4.9**) se extendió por 138 m y presentó resistividades desde 8.9 $\Omega \cdot m$ a 17.0 $\Omega \cdot m$. Esta alcanzó una profundidad de exploración de 28 m, donde se observan dos horizontes.

El primer horizonte (H1) es envolvente, con resistividades de 12.0–17.0 $\Omega \cdot m$, y ocupa desde la superficie hasta la profundidad de exploración (28 m).

Figura 4.9

TER del Perfil 5



El segundo tipo de horizonte (H2) se observa en dos instancias, con resistividades de 8.9 – 12.0 $\Omega \cdot m$. La primera inicia en superficie y continúa hasta la profundidad de exploración (28 m). Esta estructura es vertical, con una inclinación en profundidad hacia el centro del perfil. Se extiende entre los 36 m y 60 m en superficie y entre los 45 m y 67 m en profundidad.

La segunda instancia de este horizonte se observa desde la superficie y tiene un espesor de 7 m. Esta estructura se identifica en el perfil desde los 75 m y tiene una extensión de 25 m.

4.2 DISTRIBUCIÓN DE LA POROSIDAD

El análisis de la porosidad del terreno se llevó a cabo partiendo de la resistividad obtenida en las TERs. En este sentido, se aplicó la ley de Archie para obtener los valores correspondientes, utilizando los parámetros descritos en la [Sección 3.2.3](#). Con esto, se elaboró la sección del subsuelo que muestra la distribución de la porosidad (DP) del medio geológico. Dicha distribución fue procesada en Surfer® para su visualización. Estos resultados se presentan en tres grupos: modelos sintéticos, perfiles en MJD y perfiles en MSP.

4.2.1 MODELOS SINTÉTICOS

La distribución de la porosidad (DP) mantiene la extensión de su tomografía electro-resistiva (TER) correspondiente (138 m), para cada uno de los modelos. Estas DP's se describen a continuación.

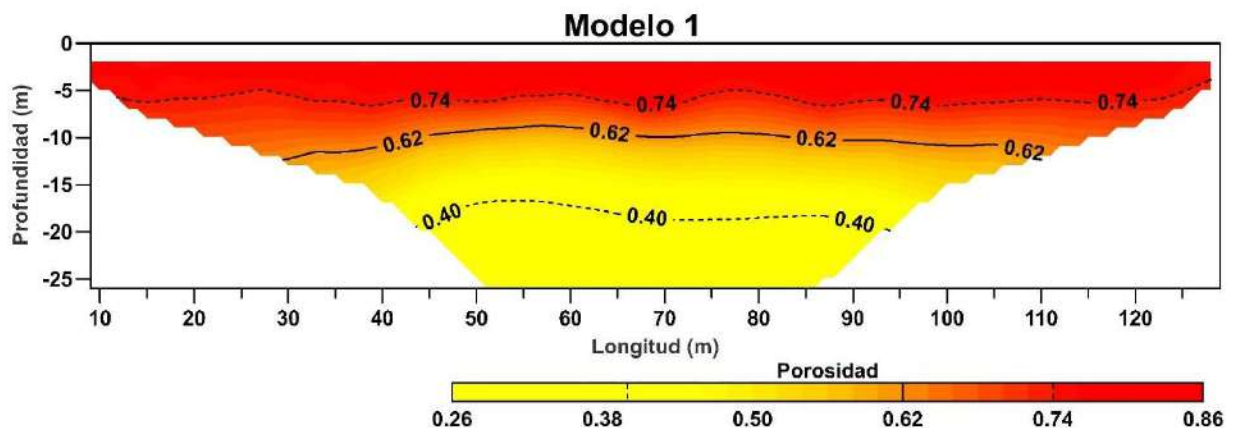
4.2.1.1 MODELO 1

La distribución de la porosidad de este modelo (**Figura 4.10**) presentó una profundidad de exploración de 26 m, con porosidades entre 26% y 86%. En esta DP, se pueden distinguir las dos capas horizontales correspondientes con el modelo, representadas por las porosidades siguientes:

- Porosidad de 62–86% para la capa superficial, constituida por arcilla arenosa. Esta cuenta con un espesor de 10 m.
- Porosidad de 26–62% para la capa en profundidad, constituida por arenisca arcillosa no consolidada con cierto grado de compactación. Esta se observa a partir de una profundidad de 10 m y continúa hasta la profundidad de diseño.

Figura 4.10

Distribución de Porosidad del Modelo 1



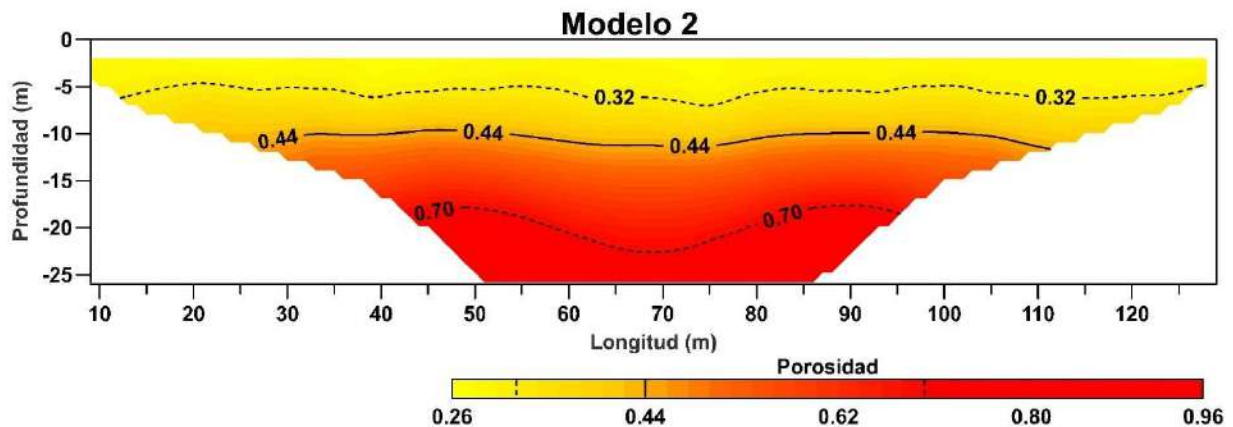
4.2.1.2 MODELO 2

Esta DP (**Figura 4.11**) presentó una profundidad de exploración de 26 m, con porosidades entre 26% y 96%. En esta, las dos capas horizontales correspondientes con el modelo, representadas por las porosidades siguientes:

- Porosidad de 26–44% para la capa superficial, constituida por arenisca arcillosa no consolidada con cierto grado de compactación. Esta se presenta desde la superficie y tiene un espesor de 10 m.
- Porosidad de 44–96% para la capa en profundidad, constituida por arcilla arenosa. Esta se observa a partir de una profundidad de 10 m, hasta la profundidad de diseño (24 m).

Figura 4.11

Distribución de Porosidad del Modelo 2

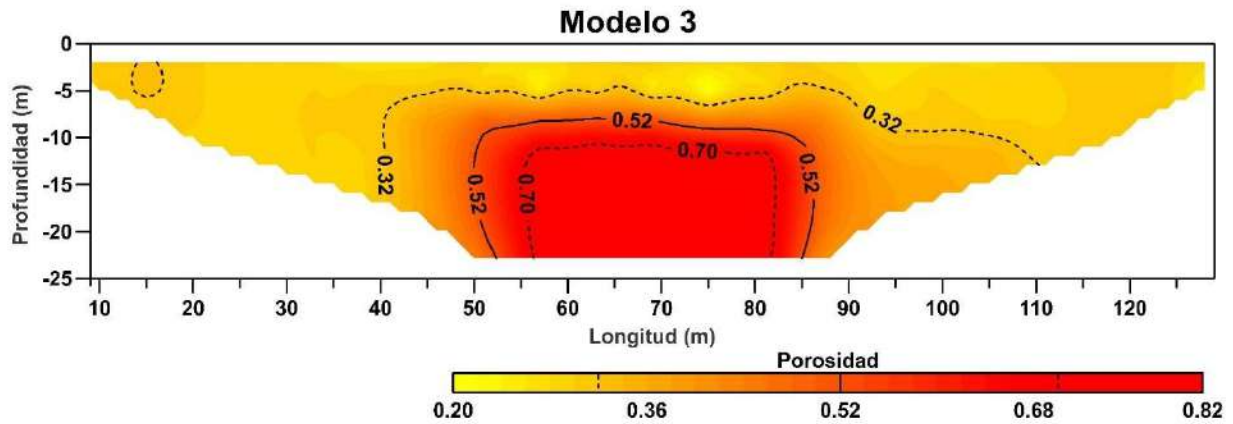


4.2.1.3 MODELO 3

La DP de este modelo (**Figura 4.12**) presentó una profundidad de exploración de 23 m y un rango de porosidades entre 20% y 82%. En esta, se pueden distinguir los dos horizontes correspondientes con el modelo, representados por las porosidades siguientes:

Figura 4.12

Distribución de Porosidad del Modelo 3



- Porosidad de 20–52% para el primer horizonte. Este está constituido por arenisca no consolidada y se observa desde la superficie hasta la profundidad de diseño (23 m).
- Porosidad de 52–82% para el segundo horizonte, constituido por arcilla arenosa. Este se extiende por 30 m en el centro del perfil, a partir de la profundidad de 10 m y continúa hasta la profundidad de diseño (23 m).

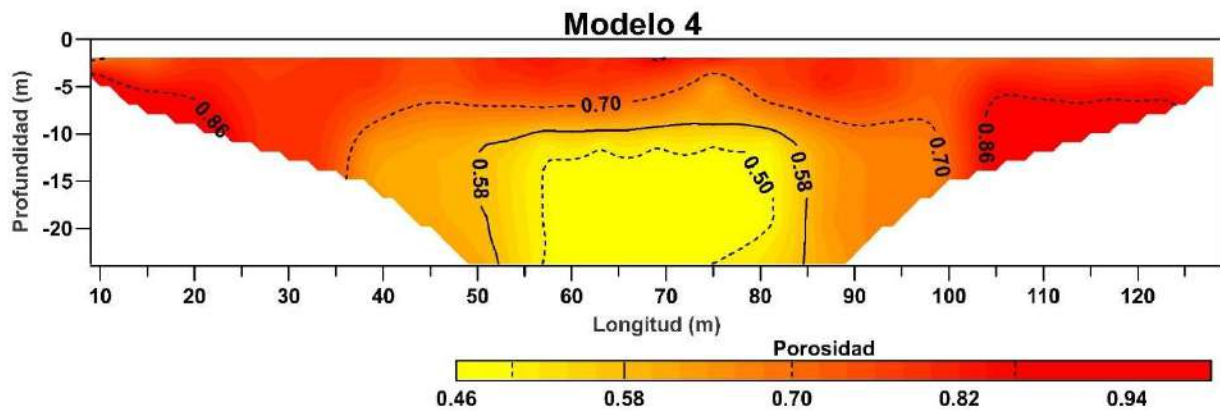
4.2.1.4 MODELO 4

La DP de este modelo (**Figura 4.13**) presentó una profundidad de exploración de 24 m y porosidades entre 46% y 96%. En esta, se pueden distinguir los dos horizontes correspondientes con el modelo, representados por las porosidades siguientes:

- Porosidad de 58–96% para el primer horizonte. Este está constituido por arcilla arenosa y se observa en todas las profundidades de la DP.
- Porosidad de 46–58% para el segundo horizonte, un paleocanal constituido por gravas y material fluvial. Este se extiende por 35 m en el centro del perfil, a partir de una profundidad de 9 m y continúa hasta la profundidad de diseño (24 m).

Figura 4.13

Distribución de Porosidad del Modelo 4



4.2.2 PERFILES EN EL MANGLAR DE JUAN DÍAZ

Las distribuciones de la porosidad (DPs) en el manglar de Juan Díaz (MJD) mantienen la extensión de las tomografías electro-resistivas (TERs) correspondientes (138 m), sin embargo, la profundidad de exploración varía por pocos metros. Cada DP, derivada de cada TER de los Perfiles 1 y 2, se describe a continuación.

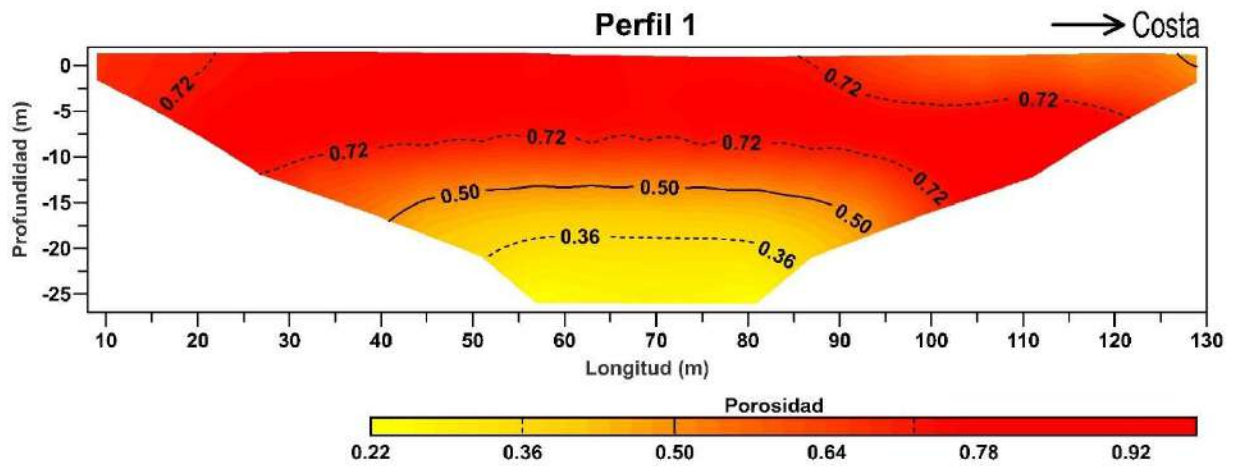
4.2.2.1 PERFIL 1

La distribución de la porosidad (DP) del Perfil 1 (**Figura 4.14**) presentó una profundidad de exploración de 26 m. Esta cuenta con un intervalo de porosidades entre 22% y 97%, en donde se pueden observar dos horizontes con forma de capas horizontales, descritas a continuación:

- Una capa superficial con porosidades de 50–97%. Esta se observa desde la superficie hasta una profundidad de 13 m.
- Una capa en profundidad con porosidades de 22–50%. Esta se ubica a partir de una profundidad de 13 m, hasta la profundidad de exploración (26 m).

Figura 4.14

Distribución de Porosidad del Perfil 1

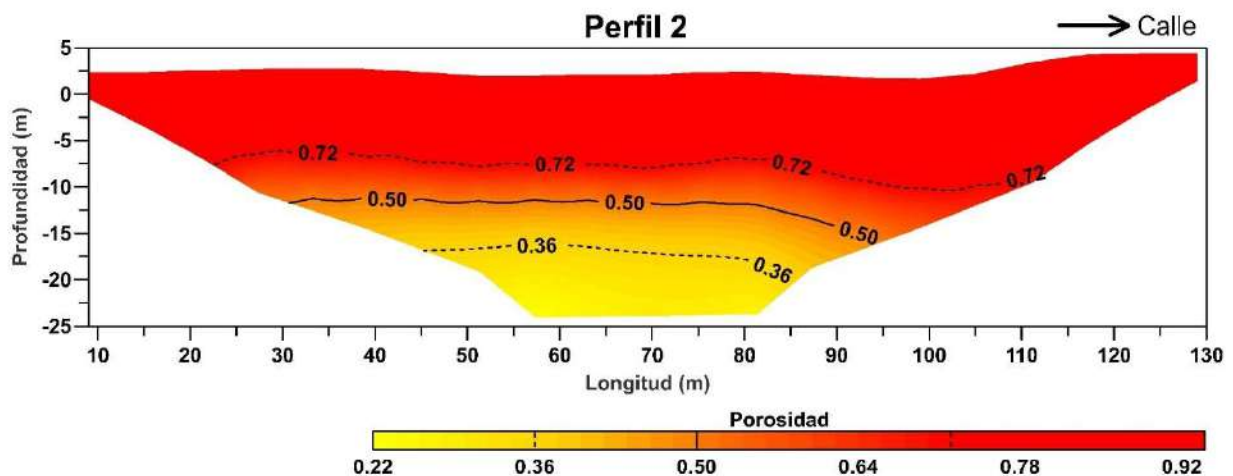


4.2.2.2 PERFIL 2

Esta DP (Figura 4.15) alcanzó una profundidad de exploración de 24 m, con porosidades entre 22% y 93%. En esta se pueden distinguir dos horizontes en forma de capas horizontales.

Figura 4.15

Distribución de Porosidad del Perfil 2



A continuación, se describen los horizontes mencionados:

- Una capa superficial con porosidades de 50–93%. Esta se observa desde la superficie hasta una profundidad de 11 m.
- Una capa en profundidad con porosidades de 22–50%. Esta capa se detecta a partir de una profundidad de 11 m hasta la profundidad de exploración (24 m).

4.2.3 PERFILES EN EL MANGLAR DEL SUR DE PENONOMÉ

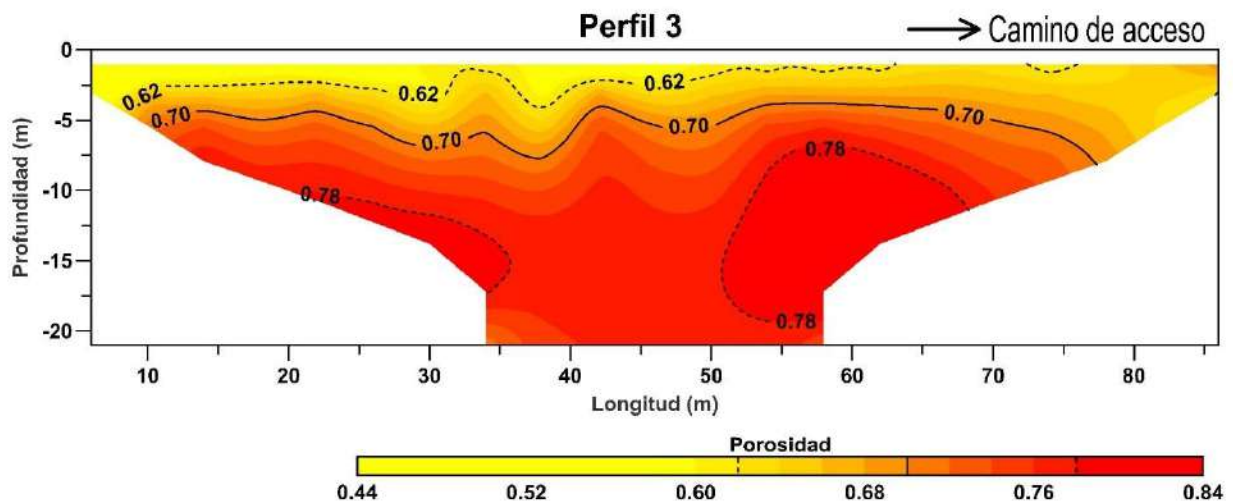
De manera equivalente a las tomografías, las DP's obtenidas en el manglar del sur de Penonomé (MSP) difieren en su distribución, longitud y profundidad de exploración. Estas se describen a continuación.

4.2.3.1 PERFIL 3

La distribución de la porosidad (DP) de este perfil (**Figura 4.16**) presentó una extensión de 92 m, una profundidad de exploración de 21 m y porosidades desde 44% a 84%. En esta, se observan dos horizontes.

Figura 4.16

Distribución de Porosidad del Perfil 3



A continuación, se describen los horizontes en esta DP:

- Una capa superficial con porosidades de 44–70%. Esta capa tiene un espesor variable que oscila entre profundidades de 4 m y 8 m.
- Una capa en profundidad con porosidades de 70–84%, que inicia a partir de los 4–8 m de profundidad y continúa hasta la profundidad de exploración (21 m).

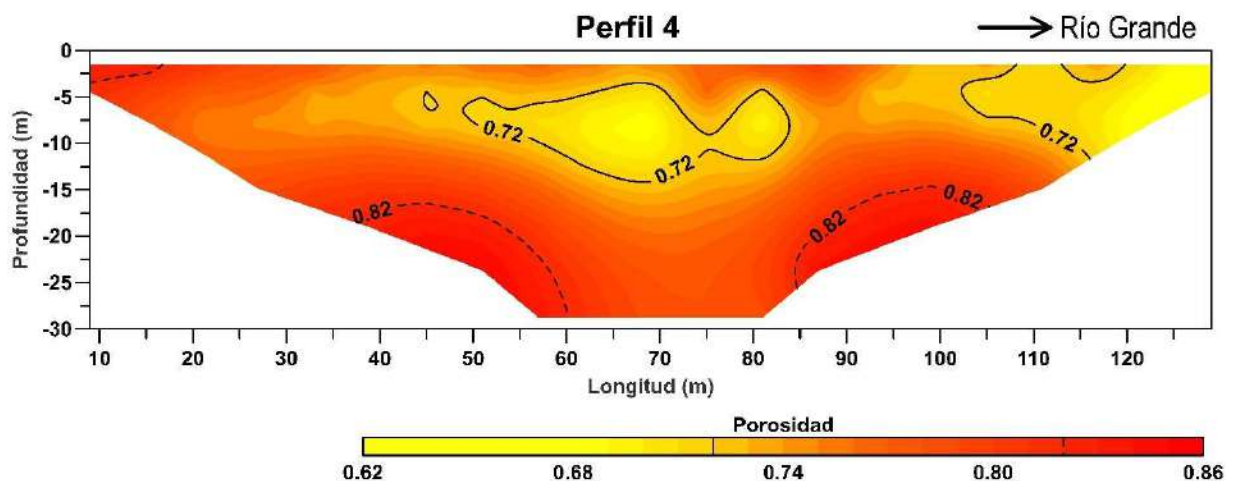
4.2.3.2 PERFIL 4

Esta DP (**Figura 4.17**) se extendió por 138 m, con una profundidad de exploración de 29 m y porosidades de 62% a 86%. En la misma se presentan los horizontes siguientes:

- Un medio circundante con porosidades de 72–86%. Este cubre desde la superficie hasta la profundidad de exploración (29 m).
- Dos estructuras con porosidades de 62–72%: La primera se encuentra en la zona central del perfil, a partir de la profundidad de 4 m, con un espesor de 11 m. La segunda es superficial y tiene un espesor de 10 m. Esta se ubica a partir de los 102 m del perfil, en dirección al Río Grande.

Figura 4.17

Distribución de Porosidad del Perfil 4



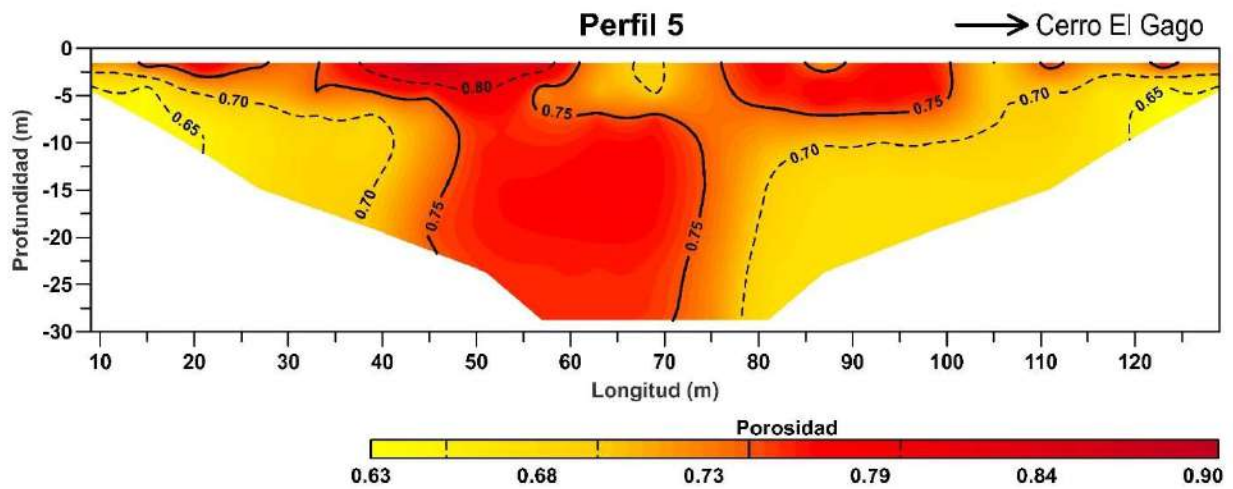
4.2.3.3 PERFIL 5

La DP de este perfil (**Figura 4.18**) presentó una extensión de 138 m, porosidades de 63% a 90% y una profundidad de exploración de 29 m. En esta se distinguen dos tipos de horizontes, seguidamente descritos:

- El primer horizonte, con porosidades de 63–72%, es un medio envolvente y cubre todas las profundidades del perfil, desde la superficie hasta la profundidad de exploración (29 m).
- El segundo tipo de horizonte, con porosidades de 72–90%, aparece en dos estructuras:
 - La primera estructura es vertical, con una inclinación hacia el centro del perfil en profundidad, y se observa desde la superficie hasta la profundidad de exploración (29 m). Se extiende entre los 33 m y 61 m en superficie y entre los 45 m y 75 m en profundidad.
 - La segunda estructura inicia desde la superficie hasta una profundidad de 7 m, con una extensión de 25 m, a partir de los 76 m del perfil.

Figura 4.18

Distribución de Porosidad del Perfil 5



CAPÍTULO 5

5 DISCUSIÓN

En este capítulo, los resultados obtenidos se comparan según el orden establecido de: interpretación, análisis y relación. Primero, la interpretación de los perfiles permite identificar el material geológico constituyente y la intrusión salina. Luego, el análisis por zonas profundiza sobre el entorno hidrogeológico en los manglares. Finalmente, esta información se relaciona con el manglar, evaluando posibles implicaciones para la salud del mismo.

5.1 INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES

En esta sección, las TERs y DP's de los modelos sintéticos se utilizan para identificar el material geológico que compone cada perfil, lo cual permite delimitar la intrusión salina.

5.1.1 PERFIL 1

En este perfil se observan dos capas horizontales, detectadas en su TER (**Figura 4.5**) y DP (**Figura 4.14**). Este perfil se asemeja al Modelo 1 (**Figura 4.1** y **Figura 4.10**), por lo que se pueden atribuir las dos capas horizontales a los siguientes materiales:

- H1: capa superficial. Esta (resistividad: 0.36–1.56 $\Omega \cdot m$ y porosidad: 50–97%) está compuesta por sedimentos finos (arcilla arenosa) y alcanza 13 m de profundidad. Su baja resistividad indica saturación total de agua salina.
- H2: capa en profundidad. Esta (resistividad 1.56–11.2 $\Omega \cdot m$ y porosidad: 22–50%) se observa desde la profundidad de 13 m. Está constituida por arenisca arcillosa no consolidada con cierto grado de compactación y también presenta intrusión salina.

5.1.2 PERFIL 2

Este es un perfil de dos capas, similar al Modelo 1. Sus capas se pueden observar tanto en su TER (**Figura 4.6**) como en su DP (**Figura 4.15**), las cuales están constituidas de la manera siguiente:

- H1: capa superficial. Esta (resistividad: $0.41\text{--}1.56\ \Omega\cdot\text{m}$ y porosidad: 50–93%) está constituida por arcilla arenosa, alcanza profundidades de 10–14 m y presenta intrusión salina.
- H2: capa en profundidad. Esta (resistividad $1.56\text{--}12.9\ \Omega\cdot\text{m}$ y porosidad: 22–50%) se observa desde profundidades de 10–14 m. Está constituida por arenisca arcillosa no consolidada con cierto grado de compactación y se encuentra saturada en agua salina.

5.1.3 PERFIL 3

Este perfil presentó dos horizontes en su TER (**Figura 4.7**) y su DP (**Figura 4.16**), los cuales son similares a las secciones correspondientes del Modelo 2 (**Figura 4.2** y **Figura 4.11**, respectivamente). De esta manera, los horizontes de este perfil corresponden con:

- H1: capa superficial. Esta (resistividad: $1.25\text{--}2.67\ \Omega\cdot\text{m}$ y porosidad: 44–70%) alcanzó profundidades de 4–8 m. Está constituida por arenisca arcillosa, con cierto grado de compactación, saturada por intrusión salina. Además, se encontró material alóctono de origen antrópico al final del perfil (Anexo 3).
- H2: capa en profundidad. Esta (resistividad: $0.60\text{--}1.25\ \Omega\cdot\text{m}$ y porosidad: 70–84%) se observa a partir de profundidades de 4–8 m. Está constituida por arcilla arenosa, con presencia de intrusión salina.

5.1.4 PERFIL 4

Este perfil se muestra con un medio envolvente y conductor, dentro del cual aparecen anomalías de mayor resistividad (**Figura 4.8**) y menor porosidad (**Figura 4.17**). Es similar al Modelo 4 (**Figura 4.4** y **Figura 4.13**) y cuenta con los horizontes siguientes:

- H1: medio envolvente. Presentó resistividades de $0.87\text{--}1.05\ \Omega\cdot\text{m}$ y porosidades en el intervalo de 72–80%. Cubre la mayoría de la TER y DP, desde la superficie hasta la

profundidad de exploración (28–29 m). Este horizonte está constituido por sedimentos finos (arcilla arenosa), saturado en agua salina.

- H2: anomalías en profundidad y superficiales. Estas presentaron resistividades de 1.05–1.31 $\Omega \cdot m$ y porosidades de 62–72%, ya sea desde la superficie o a partir de una profundidad de 4–5 m. Estos sectores están constituidos por material fluvial, con el más extenso orientado en dirección al Río Grande. Este horizonte contiene intrusión salina y podría representar un paleocanal.

5.1.5 PERFIL 5

Este perfil es similar al Modelo 3 (**Figura 4.3** y **Figura 4.12**), con un medio envolvente de mayor resistividad (**Figura 4.9**) y menor porosidad (**Figura 4.18**). En general, se observó un intervalo de resistividad de mayor orden, lo cual se atribuye al agua subterránea. Esta no es salina, sino una mezcla de agua dulce y salada, denominada salobre. Los horizontes presentes en el perfil son:

- H1: medio envolvente. Presentó resistividades en el orden de 12.0–17.0 $\Omega \cdot m$ y porosidades en el intervalo de 63–75%. Ocupa la mayoría de la TER y DP, en todas las profundidades de dichas secciones. Este horizonte está constituido por arenisca no consolidada y material de derrubio del Cerro El Gago.
- H2: anomalías superficiales y en profundidad. Estas son de grandes extensiones, presentaron resistividades de 8.9–12.0 $\Omega \cdot m$ y porosidades de 75–90%. Estos sectores estarían constituidos por arcilla arenosa y, en este caso, se pueden clasificar como zonas de acumulación de sedimentos finos.

5.2 ANÁLISIS POR ZONAS DE ESTUDIO

Al agrupar la información de los perfiles en zonas, se puede generar información sobre el entorno hidrogeológico de estas. Para ello, los perfiles se agrupan en: el manglar de Juan

Díaz (MJD), el manglar del sur de Penonomé en la vecindad del Río Grande (MSP Río Grande) y el manglar del sur de Penonomé en las proximidades del Cerro El Gago (MSP Cerro El Gago).

5.2.1 PERFILES EN EL MANGLAR DE JUAN DÍAZ

Los Perfiles 1 y 2 comprenden la zona del manglar de Juan Díaz (MJD), donde el subsuelo está completamente saturado en agua salina. La resistividad del agua se encuentra en el orden de $0.6 \Omega \cdot m$ (**Tabla 3.1**). Este consiste en dos capas horizontales, donde la capa superficial constituye arcilla arenosa con un bajo grado de compactación, mientras que la capa en profundidad corresponde a arenisca no consolidada con cierto grado de compactación.

La interfase entre las dos capas no varía su profundidad en dirección norte-sur, dentro de la zona estudiada. Sin embargo, en dirección al Río Juan Díaz (noreste), la capa superior es más gruesa. Esto implica que este río juega un rol crucial en el transporte de sedimentos y filtración de agua salina, a pesar de encontrarse a una distancia aproximada de 800 m. Al observar tomas satelitales de la zona, se pueden distinguir quebradas y vegetación que apoya este análisis (Anexo 2).

Por último, la metodología implementada posee la resolución suficiente para detectar la influencia de rellenos antrópicos, como se observa en los últimos metros del Perfil 1 (**Figura 4.5**). Dicho aporte alcanza una profundidad de 3 m, principalmente lleno de material alóctono.

5.2.2 PERFILES EN EL MANGLAR DEL SUR DE PENONOMÉ

El subsuelo del manglar del sur de Penonomé (MSP) constituye un ambiente complejo. Los perfiles en esa zona presentaron diferencias notables desde el intervalo de resistividad de las tomografías. Considerando esta distinción, el análisis de la zona se secciona con respecto a la cercanía de los perfiles al Río Grande (Perfiles 3 y 4) y al Cerro El Gago (Perfil 5).

5.2.2.1 RÍO GRANDE

En la zona MSP Río Grande se midieron los Perfiles 3 y 4. En esta, el subsuelo se encuentra completamente saturado en agua salina, con resistividad en el orden de $0.8 \Omega \cdot m$ (**Tabla 3.1**). Esta zona presenta sedimentos variados, distribuidos de manera heterogénea. En general, predomina la arcilla arenosa como el medio envolvente. En este, se pueden encontrar antiguos cauces, rellenos de material fluvial, y horizontes con predominancia de arenisca no consolidada o incluso rellenos antrópicos, compuestos por material alóctono.

La variabilidad espacial de la respuesta obtenida se puede atribuir a los antiguos cauces de afluentes del Río Grande. Es posible que este río actúe como un mecanismo de “limpieza” del acuífero, favoreciendo la recarga con agua de menor salinidad y reduciendo la concentración de sales en el subsuelo. Este efecto de dilución ocurre porque el flujo superficial y subterráneo asociado al río puede infiltrar agua dulce hacia el sistema, desplazando parcialmente la intrusión salina. Al revisar algunas tomas satelitales (Anexo 3) se pueden destacar cauces propuestos para la filtración actual de agua del río al subsuelo, así como visualizar la influencia humana en dicha zona.

5.2.2.2 CERRO EL GAGO

En la vecindad del Cerro El Gago se obtuvo el Perfil 5, cuyo entorno geológico contrasta con la zona previamente estudiada. Este sector presenta agua subterránea salobre, del orden de $10 \Omega \cdot m$ (**Tabla 3.1**). Este hecho explica que presente un intervalo de resistividad mayor en su TER (**Figura 4.9**), en comparación con aquellos obtenidos con anterioridad en este estudio. El medio geológico está constituido principalmente por arenisca y sedimentos de derrubio del Cerro El Gago y presenta dos estructuras de acumulación de sedimentos más finos. La primera se observa desde la superficie hasta la profundidad de exploración (29 m), a partir de los 35 m del perfil. La segunda estructura se observa desde los 75 m del perfil, desde la superficie hasta una profundidad de 7 m. Esto podría indicar que, muy probablemente en la

zona existe un sistema de fracturas y que en el pasado geológico funcionaron como cauces o afluentes de baja energía, al norte del Cerro El Gago.

La capa vegetal cubierta por arcillas encontrada (Alemán, 2024), junto con las evidencias de quebradas perpendiculares observadas en imágenes satelitales (Anexo 4), sugiere que los procesos erosivos en la zona son significativos. Dado que el medio se encuentra saturado en agua salobre, es probable que exista una barrera hidráulica protegiendo el acuífero. Por la cercanía del perfil al Cerro El Gago (< 200 m), se sugiere que esta barrera constituye el basalto postgimbrítico de la formación Cerro Viejo (PI/PS-Cv), presente en el área (**Figura 3.4**).

Si bien no existen estudios geofísicos directamente sobre el Cerro El Gago, se ha identificado roca meteorizada de la formación Cerro Viejo en el sur de Penonomé. Esta se detectó a profundidades de más de 90 m y se hace más somera al acercarse a Cerrezuela (al oeste del Cerro El Gago). A lo largo de 2 km, esta roca aflora a una profundidad de 25 m. Asimismo, a 4 km al norte de los cerros Cerrezuela y El Gago, se infiere la presencia de una falla profunda (> 100 m) (Edward Hernández, 2021). Estos hechos sugieren que los cerros de la región (incluyendo Divisa, Pan de Azúcar, Posada y otros), constituidos por la misma formación, podrían actuar como barreras hidráulicas y evitar el avance de la intrusión salina tierra-adentro.

5.3 RELACIÓN CON EL MANGLAR

La intrusión salina se identificó en ambos manglares donde, en su mayor parte, los primeros metros del subsuelo consisten en arcillas. Estas son capaces de retener las sales necesarias para el desarrollo de los mangles, por lo que se puede afirmar que las condiciones del subsuelo favorecen el crecimiento y la buena salud de los manglares. Adicionalmente, dado que la intrusión en el MSP tiene menor concentración de sales (más resistiva), es posible justificar la presencia de especies como el helecho de manglar (**Figura 5.1**), el cual crece en

el límite de la zona de marea alta (**Figura 1.1**). Esta especie de mangle no se ha catalogado en el MJD, donde se encuentran árboles de mangle negro, gris, blanco, rojo y piñuelo (IMAGINA TV (Senacyt), 2025), los cuales crecen en zonas más cercanas a la marea baja (**Figura 1.1**).

Figura 5.1

Helecho de Manglar en el MSP



Nota. Foto tomada el 13 de junio de 2023.

Esto significa que este tipo de estudios, conjugado con información sobre la biología de los mangles presentes, tiene el potencial de actuar como un indicador del manglar a gran escala. Incluso, al incrementar el área de estudio con métodos geofísicos de mayor alcance, es posible encontrar y delimitar las zonas óptimas del crecimiento del manglar. Sin embargo, esta información debe complementarse con datos hidrogeológicos y geomorfológicos, para facilitar un panorama completo.

Por último, a pesar de considerar el MSP como zona de control, este puede estar sujeto a afectaciones humanas, dado que la ganadería y los cultivos de arroz son capaces de amenazar de forma severa el estado de conservación del manglar, como se evidenció en el humedal de Matusagaratí (Candanedo, 2021).

CAPÍTULO 6

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A partir de los resultados obtenidos se presentan las conclusiones y recomendaciones siguientes:

6.1 CONCLUSIONES

- Con la metodología implementada (TER) se determinó la distribución de la intrusión salina en ambas zonas de estudio MJD y MSP (Perfiles 1–4). La intrusión es evidente por los bajos valores de resistividad ($< 1 \Omega \cdot m$) en los perfiles y se presenta desde la superficie hasta la profundidad de exploración (29 m). Su presencia implica que las condiciones del subsuelo en los manglares son óptimas para su adecuado desarrollo.
- La zona del MJD (Perfiles 1 y 2) presenta una sedimentación similar a las condiciones establecidas en el Modelo 1. Por tanto, se propone que en esta zona existen dos capas. La primera capa, desde la superficie hasta profundidades de 10–13 m, está constituida por arcilla arenosa. Su espesor aumenta en dirección al Río Juan Díaz. Debajo de esta, se presenta la segunda capa, constituida por arenisca no consolidada, la cual presenta cierto grado de compactación.
- La zona MSP presenta alta variabilidad de sedimentos tanto lateral como en profundidad. En la vecindad del Río Grande (Perfiles 3 y 4) se identifica la presencia de la intrusión salina, mientras que cerca del Cerro El Gago su influencia es menor (Perfil 5). Esto puede ser consecuencia del agua de los canales, los cuales arrastran material fluvial a lo largo de su cauce. En esto, también participan las barreras hidráulicas constituidas por los cerros de la zona (El Gago, Cerrezuela, Divisa, Posada), constituidos por la formación Cerro Viejo.

- El nivel de salinidad encontrado en el MJD es mayor que aquel encontrado en el MSP. Esto es una consecuencia del terreno en cada zona. En el MJD, el terreno es únicamente sedimentario y permite una mayor circulación salina, mientras que en el MSP las rocas actúan como barrera hidráulica.
- El tratamiento de datos geofísicos no genera una respuesta única y no siempre la respuesta con menor error representa mejor la realidad del entorno geológico. Esto se evidencia en el Modelo 3, donde surgen artificios iterativos, los que podrían llevar a una interpretación errónea.
- Los distintos entornos geológicos estudiados permitieron utilizar la ley de Archie en su forma clásica. En este sentido, el cálculo de la porosidad facilitó la interpretación de las tomografías, permitiendo comparar el material geológico incluso cuando no se presentó intrusión salina. Esto favorece la implementación de la ley de Archie en estudios de este ámbito.

6.2 RECOMENDACIONES

- Los modelos y las mediciones de campo obtenidos en este estudio se pueden conjugar y utilizar para extrapolar información en el resto de la zona, quizás en la totalidad de las bahías. Esto quiere decir que, con un poco de información adicional, puede ser posible generar mapas de intrusión salina en las zonas costeras estudiadas. Esta información revelaría tendencias preliminares que también podrían aportar a la determinación de sitios óptimos para la perforación de pozos. Para ello, se sugiere la implementación de métodos geofísicos de mayor alcance. Estos serían capaces de cubrir zonas más extensas.
- El efecto de la intrusión salina en zonas costeras puede influir en los entornos sociales y naturales. Por lo tanto, monitorear su nivel y alcance es fundamental. Para ello, es importante considerar que la intrusión salina puede variar según las condiciones del

tiempo y del clima, por lo que el monitoreo debería ser continuo y se complementaría para formar un panorama completo al conjugarse con estudios en el ámbito hidrogeológico y forestal.

- En las zonas de manglar, la intrusión salina puede actuar como un indicador de las condiciones a las que están sujetas los mangles. Por tanto, una línea de investigación relevante consiste en determinar la correlación entre la salinidad del suelo con la salud de cada especie de mangle presente. A su vez, esto abre las puertas a un monitoreo periódico.
- La ley de Archie se utilizó para determinar la porosidad del medio estudiado. Sin embargo, al complementar un estudio de esta índole o similar con estudios de suelos, es posible utilizarla para estimar la salinidad del agua presente. En este caso, la información geológica deberá contemplar la porosidad del medio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abdul Nassir, S. S., Loke, M. H., Lee, C. Y., & Nawawi, M. N. M. (2000). Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys. *Geophysical Prospecting*, 48, 647–661.

Alemán, I. (2024). *Descripción Geológica Preliminar de Zonas Periféricas de los Manglares de Penonomé y Punta Chame*.

Álvarez Sánchez, H. F. (s/f). *Mineralización aurífera y perspectiva minera de la región norte central de la República de Panamá*. Advanced Geology Consultants.

Astier, J. L. (1982). *Geofísica aplicada a la hidrogeología* (2a ed). Paraninfo.

Autoridad Nacional del Ambiente. (2010). *Atlas ambiental de la República de Panamá*. Editora Novo Art.

Autoridad Nacional del Ambiente. (2013). *Las aguas subterráneas de la región del Arco Seco y la importancia de su conservación*. Editora Novo Art.

Avar, B. B., & Hudyma, N. W. (2022, junio 26). Relationship Between Macroporosity and Young's Modulus Through UCS Tests on Rock and Analogue Models, and Numerical Modeling – a Literature Review. *56th U.S. Rock Mechanics/Geomechanics Symposium*. 56th U.S. Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, Santa Fe, New Mexico, USA. <https://doi.org/10.56952/arma-2022-2262>

Caballero, A., Edward, H., Cedeño, J., Villegas, L., Fernández, M., Torres, B., Acosta, H., Pino, A., Maturel, A., & Pineda, M. (2024). *El eclipse del 14 de octubre del 2023 y su efecto en el campo magnético regional y la irradiancia total*.

Candanedo, I. (2021). *Matusagaratí: El Pantanal de Panamá. Resumen para Tomadores de Decisión* (p. 24). Universidad Tecnológica de Panamá. Secretaría Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación (SENACYT).

Candanedo, I. (2024). *Matusagaratí: Complejo de Humedales* (p. 28). Universidad Tecnológica de Panamá. Secretaría Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación (SENACYT).

Chen, J., Kuang, X., & Zheng, C. (2020). An empirical porosity–depth model for Earth's crust. *Hydrogeology Journal*, 28(7), 2331–2339. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02214-x>

Choo, H., Park, J., Do, T. T., & Lee, C. (2022). Estimating the electrical conductivity of clayey soils with varying mineralogy using the index properties of soils. *Applied Clay Science*, 217, 106388. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2021.106388>

Cimpoiașu, M. O., Kuras, O., Pridmore, T., & Mooney, S. J. (2020). Potential of geoelectrical methods to monitor root zone processes and structure: A review. *Geoderma*, 365, 114232. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114232>

Custodio, E., & Llamas, M. R. (1996). *Hidrología subterránea*. 2. Ed. Omega.

Dahlin, T. (1996). 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14(7). <https://doi.org/10.3997/1365-2397.1996014>

Dey, S., & Prakash, O. (2020). Management of Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers: An Overview of Recent Advances. En R. M. Singh, P. Shukla, & P. Singh (Eds.), *Environmental Processes and Management* (Vol. 91, pp. 321–344). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-38152-3_17

Dobrin, M. B., & Savit, C. H. (1988). *Introduction to geophysical prospecting* (4th ed., International ed). McGraw-Hill.

Du, L., Han, Y., Wang, Y., Hu, X., Yao, R., & Zhang, X. (2021). Calculation of cementation factor and saturation exponent by resistivity: A case study of silty clay formation, Changchun, China. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(18), 1833. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08199-5>

Edward Hernández, H. A. (2021). *PROPIEDADES GEOFÍSICAS DEL SUBSUELO DE LA ZONA SUR DE PENONOMÉ CON FINES HIDROGEOFÍSICOS*. Universidad Tecnológica de Panamá.

Escuder, R., Fraile, J., Jordana, S., Ribera, F., Sánchez-Vila, X., Vázquez-Suñé, E., & International Course of Groundwater Hydrology (Eds.). (2009). *Hidrogeología: Conceptos básicos de hidrología subterránea*. Fundació Centre Internacional d'Hidrologia Subterrània.

Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall.

Friess, D. A., Rogers, K., Lovelock, C. E., Krauss, K. W., Hamilton, S. E., Lee, S. Y., Lucas, R., Primavera, J., Rajkaran, A., & Shi, S. (2019). The State of the World's Mangrove Forests: Past, Present, and Future. *Annual Review of Environment and Resources*, 44(1), 89–115. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-101718-033302>

Geología de la República de Panamá. (2022). [Map]. <https://stridata-si.opendata.arcgis.com/datasets/SI::geology-of-the-republic-of-panama-1/about>

Glover, P. W. J. (2016). Archie's law – a reappraisal. *Solid Earth*, 7(4), 1157–1169. <https://doi.org/10.5194/se-7-1157-2016>

Golik, A. (1968). History of Holocene transgression in the Gulf of Panama. *The Journal of Geology*, 76(5), 497–507.

Gómez, J. A., Fuentes, M. V., Leone, O., & Vega, C. A. (2006). CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LOS SEDIMENTOS SUPERFICIALES DE LA BAHÍA DE PANAMÁ. *Tecnociencia*, 8(1).

González, A., Cedeño Martínez, C. J., & Fábrega-Duque, J. R. (2022). Description of the Availability of Hydrological and Hydrogeological Information on Wells in the Zaraté River Sub-Basin. *2022 8th International Engineering, Sciences and Technology Conference (IESTEC)*, 528–535. <https://doi.org/10.1109/IESTEC54539.2022.00089>

González-Valoys, A. C., Vargas-Lombardo, M., Jiménez-Ballesta, R., Arrocha, J., Gutiérrez, E., García-Ordiales, E., Cienfuegos, P., García-Navarro, F. J., & Higuera, P. (2022). Characterization of the soil and rock hosting an aquifer with possible uses for drinking water and irrigation in SE Panama City using Geotechnical, Geophysical and Geochemical

parameters. *Environmental Earth Sciences*, 81(10), 283. <https://doi.org/10.1007/s12665-022-10412-x>

Hamada, G. M., Almajed, A. A., Okasha, T. M., & Algahe, A. A. (2013). Uncertainty analysis of Archie's parameters determination techniques in carbonate reservoirs. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 3(1), 1–10. <https://doi.org/10.1007/s13202-012-0042-x>

Hasan, M. F. R., Fransiska, C. D., Suaidi, D. A., Wisodo, H., Martina, N., & Rahmat, A. (2021). Identification of seawater intrusion using geoelectrical resistivity method in the Goa Cina Beach Malang Area, Indonesia. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 739(1), 012002. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/739/1/012002>

Hayt, W. H. (with Buck, J. A.). (2001). *Teoría electromagnética* (7a. ed). McGraw-Hill.

Hewitt, P. G. (2007). *Física conceptual* (10a. ed). Pearson Educación.

Himi, M., Deidda, G. P., Salhi, A., Stitou-El Messari, J. E., Sendrós, A., Rivero, L., Lovera, R., & Casas-Ponsatí, A. (2022). Comparative study of saltwater intrusion in coastal aquifers: Application to the aquifer of Oued Laou (Morocco). *BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO*, 133(1). <https://doi.org/10.21701/bolgeomin/133.1/003>

Hunt, A. G. (2004). Continuum percolation theory and Archie's law. *Geophysical Research Letters*, 31(19), 2004GL020817. <https://doi.org/10.1029/2004GL020817>

IMAGINA TV (Senacyt) (Producer). (2025, agosto 21). *ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA Y DINÁMICA DE MANGLARES DE LA BAHÍA DE PANAMÁ Y LA BAHÍA DE CHAME* [Video]. YouTube. https://www.youtube.com/live/m1aLI7mzXJI?si=MYVJs2XIVvm45De_&t=989

IRIS Instruments. (s/f). *Electre II Software: User Manual*. IRIS Instruments. https://www.iris-instruments.com/Pdf_file/ElectrePro_Gb.pdf

Jamaluddin, & Umar, E. P. (2018). Identification of subsurface layer with Wenner-Schlumberger arrays configuration geoelectrical method. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 118, 012006. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/118/1/012006>

Johnson, T. (2007). Battling Seawater Intrusion in the Central & West Coast Basins. *Water Replenishment District of Southern California*, 13, 2.

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration* (3rd ed). Blackwell Science.

Keller, G. V., & Frischknecht, F. C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press.

Khayer, K., Shirazy, A., Shirazi, A., Ansari, A., Nazerian, H., & Hezarkhani, A. (2021). Determination of Archie's Tortuosity Factor from Stoneley Waves in Carbonate Reservoirs. *International Journal of Science and Engineering Applications*, 10(8), 107–110.

Kirsch, R. (Ed.). (2006). *Groundwater Geophysics*. Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/3-540-29387-6>

Kuphaldt, T. R. (2003). *Lessons In Electric Circuits, Volume I - DC: Vol. I* (Fifth).

Landau, L. D. (with Lifshitz, E. M.). (1965). *Curso de física teórica. V. 9/II*. Reverté.

Lau Ortega, J. C. (2021). *ESTUDIO DEL NIVEL FREÁTICO EN LOS TERRENOS DEL CENTRO DE ESTUDIOS E INVESTIGACIÓN AGROPECUARIA DE PANAMÁ ESTE (CEIAPE)*. Universidad de Panamá.

Ling, S. J., Sanny, J., & Moebs, W. (2016). *University physics. Volume 2*. OpenStax College, Rice University.

Loke, M. H. (2023). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*.

Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics* (2nd ed). Cambridge University Press.

Lucio Alonso, M. de. (2017). *Rehabilitación ambiental y encauzamiento del Río Juan Díaz en la Ciudad de Panamá* [Licenciatura, Universidade da Coruña]. <https://ruc.udc.es/dspace/handle/2183/19429>

Luo, S., Zhou, B., Likos, W. J., & Lu, N. (2024). Determining Capillary Pore–Size Distribution of Soil from Soil–Water Retention Curve. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 150(2). <https://doi.org/10.1061/jggefkg.teng-11647>

Mahdizadeh Asl, A., Sedaee, B., & Ebrahimi Kandowjani, A. (2024). Fracture and vug effects on wormhole pattern during acidizing of triple porosity carbonate rocks. *Geoenergy Science and Engineering*, 232, 212417. <https://doi.org/10.1016/j.geoen.2023.212417>

Marshall, J. S. (2007). The geomorphology and physiographic provinces of Central America. *Central America: geology, resources and hazards*, 1, 75–121.

Matveev, A. N. (1988). *Electricidad y magnetismo*. Mir.

Menke, W. (1989). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory* (Rev. ed). Academic Press.

Mohamad, A. M., & Hamada, G. M. (2017). Determination techniques of Archie's parameters: A , m and n in heterogeneous reservoirs. *Journal of Geophysics and Engineering*, 14(6), 1358–1367. <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aa805c>

Montgomery, D. R., Zabowski, D., Ugolini, F. C., Hallberg, R. O., & Spaltenstein, H. (2000). Soils, Watershed Processes, and Marine Sediments. En *International Geophysics* (Vol. 72, pp. 159–iv). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(00\)80114-X](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(00)80114-X)

Name, B. (2006). *ZONIFICACION DE SUELOS DE PANAMA POR NIVELES DE NUTRIENTES*. Instituto de Investigación Agropecuaria de Panamá. <https://proyectos.idiap.gob.pa/uploads/adjuntos/Zonificacion-de-suelos-de-Panama-IDIAP.pdf>

Niculescu, B. M., & Andrei, G. (2021). Application of electrical resistivity tomography for imaging seawater intrusion in a coastal aquifer. *Acta Geophysica*, 69(2), Article 2. <https://doi.org/10.1007/s11600-020-00529-7>

Noel, J. O., Espino, K., Sánchez, X., Castrellón, M. G., Muñoz, M., & Fábrega, J. (2022). *Relation of The Precipitation with Variations in The Water Table in A Subbasin of the Central*

Pacific Region of Panama. 39th IAHR World Congress, Spain. <https://doi.org/10.3850/IAHR-39WC2521716X2022311>

Oh, T.-M., Cho, G.-C., & Lee, C. (2014). Effect of Soil Mineralogy and Pore-Water Chemistry on the Electrical Resistivity of Saturated Soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 140(11), 06014012. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)GT.1943-5606.0001175](https://doi.org/10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0001175)

Prihantono, J., Nakamura, T., Nadaoka, K., Solihuddin, T., Pryambodo, D. G., Ramdhan, M., Adi, N. S., Ilham, Wirasatriya, A., & Widada, S. (2023). Seasonal groundwater salinity dynamics in the mangrove supratidal zones based on shallow groundwater salinity and electrical resistivity imaging data. *Wetlands Ecology and Management*, 31(3), 435–448. <https://doi.org/10.1007/s11273-023-09926-3>

Qi, Y., & Wu, Y. (2022). Electrical Conductivity of Clayey Rocks and Soils: A Non-Linear Model. *Geophysical Research Letters*, 49(10), e2021GL097408. <https://doi.org/10.1029/2021GL097408>

Quesada-Román, A., Torres-Bernhard, L., Ruiz-Álvarez, M. A., Rodríguez-Maradiaga, M., Velázquez-Espinoza, G., Espinosa-Vega, C., Toral, J., & Rodríguez-Bolaños, H. (2021). Geodiversity, Geoconservation, and Geotourism in Central America. *Land*, 11(1), 48. <https://doi.org/10.3390/land11010048>

Ramsar. (2023). *Ramsar List* [Dataset].

Ramsar Convention Secretariat. (2016). *An Introduction to the Ramsar Convention on Wetlands* (7th ed). Ramsar.

Reynolds, J. M. (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley.

Rosli, N., Saad, R., Rahman, N., & Ismail, N. A. (2020). Soft soils: A study on their electrical resistivity values and geotechnical properties (porosity, SPT and particle size distribution). *Warta Geologi*, 46(3), 186–190. <https://doi.org/10.7186/wg463202002>

Rubio, A. (1949). *Notas sobre geología de Panamá*: Departamento de Cultura y Publicaciones del Ministerio de Educación.
<https://books.google.com.pa/books?id=sdKzAAAAIAAJ>

Saadeh, M., & Karam, G. (2024). Lebanon's Water Resources Salinity Crisis. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 12(12), 98–111.
<https://doi.org/10.4236/gep.2024.1212006>

Saadon, A., Abdullah, J., Muhammad, N. S., Ariffin, J., & Julien, P. Y. (2021). Predictive models for the estimation of riverbank erosion rates. *CATENA*, 196, 104917.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104917>

Saqr, A. M., & Abd-Elmaboud, M. E. (2024). Management of Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers: A Review and Case Studies from Egypt. *Online Journal of Engineering Sciences*, 3(1), 1–17. <https://doi.org/10.31586/ojes.2024.982>

SENACYT. (2020). *Estudio y Monitoreo de los Manglares de la Bahía de Panamá* (p. 45). SENACYT.

Serway, R. A., & Vuille, C. (2018). *College physics* (11 edition). Cengage Learning.

Sharma, P. V. (2002). *Environmental and engineering geophysics* (repr). Cambridge Univ. Press.

Shibutani, S., Lin, W., Sano, T., Murata, S., Fujii, M., & Sado, K. (2022). Estimation of Porosity for Sedimentary Rocks and Volcanic Rocks from Sonic Log Data in the Futagawa Fault Drilling. *Journal of the Society of Materials Science, Japan*, 71(3), 243–250.
<https://doi.org/10.2472/jsms.71.243>

Spalding, M. D., Kainuma, M., & Collins, L. (2010). *World atlas of mangroves* [Map]. Earthscan.

Stewart, R. H., & Stewart, J. L. (1980). *Geologic map of the Panama Canal and vicinity, Republic of Panama* (IMAP) [USGS Numbered Series]. U.S. Geological Survey.
<https://doi.org/10.3133/i1232>

Tarté, A. (Ed.). (2013). *Manglares de Panamá: Importancia, mejores prácticas y regulaciones vigentes* (Primera edición). Autoridad Nacional del Ambiente : Autoridad de los Recursos Acuáticos de Panamá.

Telford, W. M. (Ed.). (1976). *Applied geophysics*. Cambridge University Press.

Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed). Cambridge university press.

Thissen, L., Greskowiak, J., & Massmann, G. (2024). Estimating Freshwater Lens Volume Based on Island Circularity. *Groundwater*, 62(2), 250–259. <https://doi.org/10.1111/gwat.13323>

Thomas, A., Seaton, F., Dhiedt, E., Cosby, B. J., Feeney, C., Lebron, I., Maskell, L., Wood, C., Reinsch, S., Emmett, B. A., & Robinson, D. A. (2024). Topsoil porosity prediction across habitats at large scales using environmental variables. *Science of The Total Environment*, 922, 171158. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.171158>

Wtorek, J., & Bujnowska, A. (2004). *Electromagnetic methods in geophysics*. EUDEM2.

Yoshino, T. (2011). Electrical Properties of Rocks. En H. K. Gupta (Ed.), *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_45

Young, H. D., Freedman, R. A., & Ford, A. L. (2020). *University Physics with Modern Physics* (Fifteenth edition, extended edition). Pearson Education.

Yuan, X., Hu, Q., Fang, X., Wang, Q., Ma, Y., & Tachi, Y. (2024). Archie's cementation factors for natural rocks: Measurements and insights from diagenetic perspectives. *Sedimentary Geology*, 465, 106633. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106633>

Zhong, Z., Rezaee, R., Esteban, L., Josh, M., & Feng, R. (2021). Determination of Archie's cementation exponent for shale reservoirs; an experimental approach. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 201, 108527. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.108527>

Proyecto Manglar Juan Díaz 2023

24 abril 2023

inicio

12:08 pm

Alberto Caballero

Patricia Camarena

Jxin Cedeño

Humberto Edward

Mayerlis Fernández

Romelio González

Laura Villegas

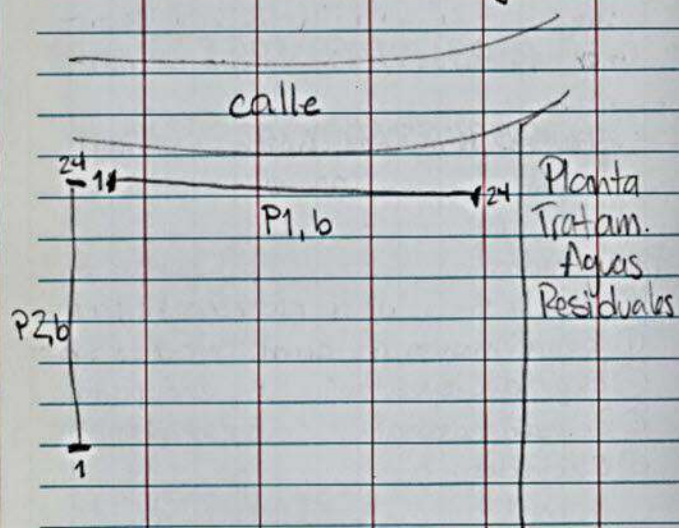
 $a = 6m$

fin

1:37 pm

WS24E1

E.Array



Perfil 1

1 : 670989/997296 (34m)

Centro: 671017/997241 (32m)

24 : 671052/997175 (17m)

→ La "parcela" de estudio es una zona con escombros, monte, rocas principalmente antrópicas / traídas, hueros de "vida salvaje", etc.

→ Arcilla, rellenos antrópicos en la parte superior, sedimentos arcillosos y de material de arastre del río.

→ Cuenca del Río Juan Díaz

→ Formación Panamá - Marina

→ Terreno irregular y seco

→ En los últimos datos aparecen errores altos (>10), donde el terreno está más suelto se echó agua al inicio.

→ Parece ser debido a lo suelto que está el terreno.

Perfil 1b: repetición del Perfil 1
 * Agua a los últimos electrodos

Perfil 2: DS check #1: 15
 #2: ✓

112 1 : 670877/997213 (10m)

113 Cento : 670927/997254 (9m)

114 24 : 670986/997297 (10m)

→ Hay mayores desniveles, mostrando también mayores errores en los últimos electrodos (por encima de 10).

Perfil 2b: repetición del Perfil 2
 * Agua a los últimos electrodos.

Proyecto Manglar Penonomé 2023

13 de junio

a = 4m

Alberto Caballero

hora de

Patricia Camarena

inicio: 10:12am

Juan Celedón

10:42am

Humberto Edward

Mayelis Fernández

Jose Rodríguez

hora de

Arkin Tapia

fin:

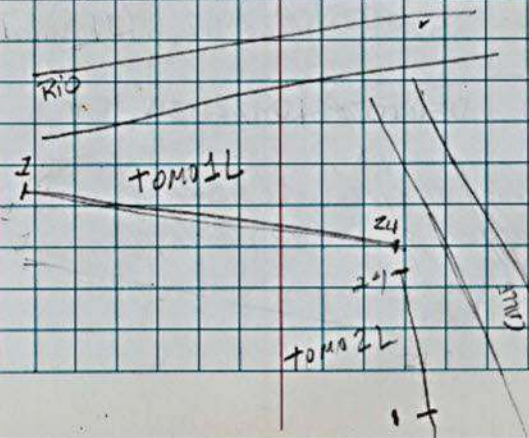
Bryan Torres

11:45am

Arnoldo Villanreal

Laura Villegas

Dispositivo: WS24E1



Tomo 1L $a = 4m$

1 : 0566114/0922817 (16m)

Centro: 0566075/0922829 (16m)

24 : 0566029/0922844 (16m)

* En los primeros electrolitos hay relleno
antropico.

Tomo 1Lb $\rightarrow$ idem Tomo 1L

Tomo 2L $a = 6m$

1 : 0565990/0922983 (23m)

Centro: 0566009/0922912 (23m)

24 : 0566029/0922854 (16m)

Se hizo al borde del camino.
Construido por relleno antropico.

Tomo 3L $a = 6m$

CALLE
N $\overline{\hspace{10em}}$ S
24

1 : 0563178/0923876 (6m)

24 : 0563168/0923738

El GAGO
24

Calle

1

ANEXO 2

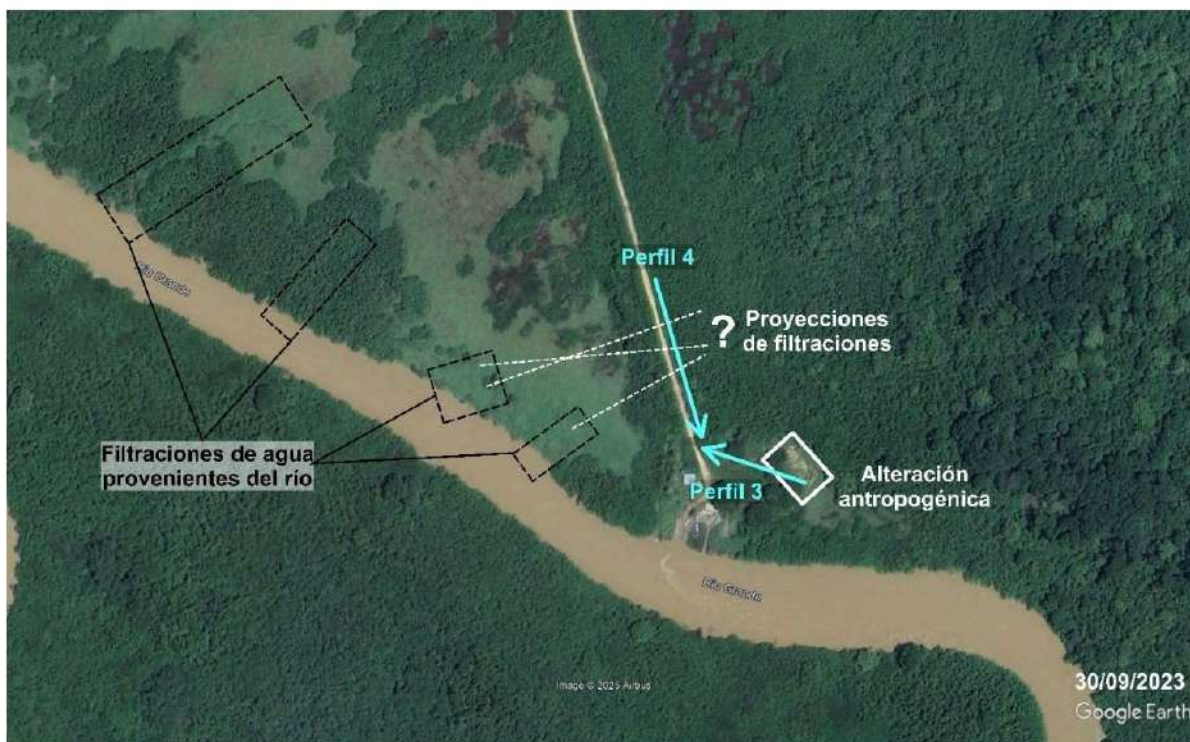
Tomas Satelitales de la Zona en el MJD



Nota. Capturas obtenidas de Google Earth Pro®.

ANEXO 3

Tomas Satelitales de la Zona en el MSP Río Grande



Nota. Capturas obtenidas de Google Earth Pro®.

ANEXO 4

Tomas Satelitales de la Zona en el MSP Cerro El Gago



Nota. Capturas obtenidas de Google Earth Pro®.