



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA
TIERRA**

**“EXPLORACIÓN GEOFÍSICA COSTERA AL SUR DE
MANZANILLO, COLIMA, MEDIANTE SONDEOS
ELÉCTRICOS VERTICALES”**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO**

P R E S E N T A:

JOSÉ ANSELMO PÉREZ REYES

DIRECTOR DE TESIS: DR. LUIS E. MARÍN STILLMAN



CIUDAD UNIVERSITARIA

México D.F., 2009

Agradecimientos

A Daniela. Gracias por recordarme que la ilusión y la credibilidad en un entorno a veces hostil son indispensables para comprender que el mundo se basa justamente en eso... en la diversidad de formas y emociones que moldean tu entorno y te permiten discernir de acuerdo a tu criterio de moral. Gracias por tu cariño y por esos brazos tan reconfortantes que muchas veces me han hecho tanto bien.

A Isabel. Un día me andaba preguntando qué fue lo que viste en mí para considerarme uno de tus mejores amigos; tú siempre rodeada de gente intelectual, afable, con formas de pensar totalmente distintas y con costumbres que poco tienen que ver con las mías... honestamente me lo sigo preguntando, pero por tus inmensas e innumerables cualidades y tu extraordinaria forma de concebir la vida llegué a una conclusión: personas que contribuyen al bienestar ajeno y que otorgan lo mejor de sí mismas sin recelo, son propensas a poseer un entorno tan envidiable como el que tú has forjado. Así que me enorgullece pertenecer al grupo de gente que te adora por todo lo que, sin darte cuenta, nos has otorgado. ¡Gracias!

A Paola. Cómo olvidar aquellos momentos en los que tu incomparable compañía fomentó mi desarrollo y aplaudió cada uno de mis logros. Gracias por ser cómplice de mis mejores decisiones y por las mil y un formas que encontraste de remediar cada uno de mis fracasos.

A Sofía. Por tu cariño y confianza en mí no me queda más que agradecer el apoyo que con el poco tiempo que llevo de conocerte me has brindado de manera honesta y desinteresada. También quiero ser parte de tu progreso así que estaré al pendiente de tus logros pero también de tus fracasos, para demostrarte que son necesarios para valorar y comprender que tus éxitos no son nada si no tienen un motivo y algunos cómplices.

A Karen. Gracias por demostrarme que la única forma de enfrentar la vida es con carácter... sin compartir la austeridad en la toma de decisiones, comparto la contundencia que deben involucrar las decisiones para poder ser llevadas a buen fin.

A Omar, Héctor, Memo y Hugo. Hermanos, sin duda su apoyo, desmesuradamente distinto de manera particular pero equivalente en conjunto, fomentó mis logros y me hizo reflexionar en aquellos momentos en los que me sentí derrotado por distintas

situaciones. Es muy grato recordar sus consejos, nuestras aventuras y la gran hermandad que hemos logrado a lo largo del tiempo, así que no me resta más que agradecerles su muy importante apoyo y prometerles que cuentan con el mío. ¡Salve Logia!

A Luis. Gracias por el apoyo profesional y tan humano que brindaste en uno de mis momentos cumbres en la vida. Tu credibilidad a mis capacidades y dedicación, fue fundamental para motivar mis ganas por plasmar el mejor de mis esfuerzos en esta tesis y demostrar que tus formas y métodos, llevados a cabo desde mi muy particular forma de interpretar y discernir, son los más adecuados en nuestra amada profesión... de verdad que no pude haber elegido mejor director.

A mis Sinodales. Agradezco su confianza, consejos y apoyo en la construcción de este proyecto que pretende demostrar que sus lecciones y acertados comentarios se ven plasmados en un trabajo bien fundamentado y llevado a cabo de acuerdo a sus envidiables experiencias profesionales.

Dedicatorias

De manera muy especial a mi MADRE. Por fomentar mi desarrollo y creer en mí; sin ti esto no hubiera sido posible, por lo tanto, el resultado de mi esfuerzo no es más que el reflejo de tu ejemplo y el compromiso por otorgarte la satisfacción de un desarrollo que se ve plasmado en este libro que te dedico de manera muy especial.

A mi hermana. Indiscutiblemente has sido el mejor ejemplo de desarrollo que la vida pudo poner en mi camino; mi empeño, mis ambiciones y mis muy intrínsecas formas de triunfar tienen que ver con la audacia y la perseverancia por lograr lo que tú has logrado... gracias por compartirlo y gracias por ser cómplice fundamental de mi desarrollo como persona.

A mi padre. Gracias por tu apoyo, por tus inigualables consejos, por aclarar mis inquietudes y por el entusiasmo que me brindaste y que muchas veces logró corregir mi camino, demostrándome que el éxito sólo es posible cuando existe una armonía entre todos los factores.

A mis abuelos. ¿Cómo concebir el éxito de una familia sin unas bases firmes y bien fundamentadas? Sin duda, sus sabios consejos, su profunda moral y su sagaz visión de las necesidades particulares de cada integrante, lograron excluir los vicios y edificaron familias bajo los mejores principios. Gracias por lograr que su ejemplo sea parte de mi próximo legado, pero sobre todo GRACIAS por adoptar a mi propio núcleo y fungir como los padres que Dios, en su infinita sabiduría, eligió para nosotros tres.

A Micaela. Quizás Dios, quizás el destino o simple coincidencia, no lo sé, pero tu influencia en mi vida marcó mi camino de una manera inexplicable; ¿recuerdas aquellos días? ¡Tú para ingeniera y yo para médico! Al final, a partir de nuestras inquietudes, mutuamente y sin darnos cuenta, fuimos mostrando nuestra verdadera vocación, por lo tanto, “a vos” te debo la elección de mi verdadera afición, pero también te debo tu invaluable apoyo y el mejor legado que tu influencia pudo otorgarme, que se refiere a mi interés por luchar por lo que siempre he querido.

A Alexander. Hermano, gran parte de mi éxito escolar y profesional se debe a tu excelente forma de explicar temas abstractos y problemas poco usuales que en muchas

ocasiones dificultaron mi paso por la facultad. Gracias por tu invaluable apoyo pero sobre todo por demostrarme, con hechos, que en ti encontré a mi mejor amigo. Me enorgullece contar con el mejor geofísico que conozco y saber que nuestro apoyo perdurará porque compartimos muchos intereses y sabemos que nuestra forma de aportar es desinteresada y fundamentada en la amistad sólida y sincera que hemos logrado. ¡Vamos por la empresa!

A César. Por tu amistad, comprensión y entrega a mi proyecto de vida... Te agradezco los momentos y situaciones en las que sólo tú lograbas demostrarme que cada dificultad tiene un motivo en la larga búsqueda del progreso... Sin tu apoyo en mis innumerables dudas no hubiera sido posible sortear aquellos obstáculos que sólo tú lograbas convertir en simples tropiezos... A ti, mi gran amigo, te ofrezco este trabajo como prueba de que tu empeño en mi cotidiana superación ha rendido frutos.

CONTENIDO

RESUMEN.....	5
1. INTRODUCCIÓN.....	6
1.1. Zona de Estudio	7
1.2. Marco Geológico.....	11
1.2.1. Geología local.....	11
2. PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA Y METODOLOGÍA IMPLEMENTADA	23
2.1. Prospección Eléctrica.....	23
2.2. Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's).....	37
2.3. Descripción de la adquisición de datos (Método Empleado)	39
2.4. Equipo de Prospección Empleado en el Estudio	41
3. CARACTERIZACIÓN DE LAS PRINCIPALES UNIDADES GEOELÉCTRICAS.....	42
3.1. Criterios de Investigación y de Ejecución del Método de Interpretación	42
3.2. Mapas de Isoresistividad Aparente.....	43
3.3. Procesamiento.....	51
4. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	61
4.1. Cortes geoelectricos.....	61
4.2. Análisis e Interpretación	63
4.2.1. Análisis de los Mapas de Isoresistividad Aparente	63
4.2.2. Análisis de las Secciones Geoelectricas.....	64
5. CONCLUSIONES.....	67
BIBLIOGRAFÍA.....	69
ANEXOS.....	71

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la Zona de Estudio	7
Figura 2. Municipio de Armería. Fuente: INEGI	8
Figura 3. Ubicación de Manzanillo. Fuente: INEGI.....	10
Figura 4. Litología Representativa de la Zona de Estudio. Fuente: CONAGUA	12
Figura 5. Ubicación y distribución del acuífero “Venustiano Carranza”. Fuente: CONAGUA	13
Figura 6. Zonas de Veda de Agua Subterránea – Colima. Fuente: CONAGUA	13
Figura 7. Ubicación y distribución del acuífero “Armería-Tecamán-Periquillos”. Fuente: CONAGUA.....	18
Figura 8. Definición básica de la resistividad a través de un cubo homogéneo.....	25
Figura 9. Tres medios que involucran dos materiales con resistividades diferentes. En estos medios, la conducción eléctrica está influenciada en gran medida por la geometría de las estructuras.....	26
Figura 10. Representación tridimensional de una cascara equipotencial alrededor de un electrodo puntual sobre un medio homogéneo semi-infinito (A). El potencial decae al aumentar la distancia de la fuente puntual.	30
Figura 11. Líneas de corriente y equipotenciales producidas por dos electrodos (a). Forma generalizada de una configuración de dos electrodos para levantamientos de resistividad (b).	31
Figura 12. Proporción de corriente que fluye en el subsuelo a una profundidad z (m). .	32
Figura 13. Configuraciones más comunes usadas en levantamientos eléctricos.....	33
Figura 14. Secciones de contribución de señal para configuraciones de (A) Wenner, (B) Schlumberger y (C) dipolo-dipolo.....	34
Figura 15. Espesores (h) y resistividades (r) reales de una secuencia estratigráfica y representación esquemática de los parámetros de Dar Zarrouk.	36
Figura 16. Sondeo eléctrico vertical (SEV) que muestra la resistividad aparente en función del espaciamiento medio del dipolo de corriente.....	37
Figura 17. Arreglos expandidos con posiciones de electrodos sucesivas para arreglos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo y (E) cuadrado.	38

Figura 18. Localización de los tres sondeos levantados a lo largo de la barra de arena, próxima a la Laguna de Cuyutlán.	39
Figura 19. Ubicación de los ocho sondeos levantados en la zona del humedal.	40
Figura 20. Equipo Utilizado durante el levantamiento: Syscal R1 Plus.	41
Figura 21. Esquema representativo del arreglo Schlumberger. A y B electrodos de corriente, M y N electrodos de potencial.	42
Figura 22. Mapas de isoresistividad para $AB/2=4.5, 7, 10$ y 15	44
Figura 23. Mapas de isoresistividad para $AB/2= 22, 32$ y 46	45
Figura 24. Mapas de isoresistividad para “Barra de Arena”, colocados de acuerdo a abertura $AB/2$	46
Figura 25. Mapas de isoresistividad para $AB/2=4.5, 7, 10$ y 15	47
Figura 26. Mapas de isoresistividad para $AB/2= 22, 32, 46$ y 68	48
Figura 27. Mapas de isoresistividad para $AB/2=100$ y 145	49
Figura 28. Mapas de isoresistividad para “Humedal” colocados de acuerdo a Abertura $AB/2$	50
Figura 29. Sección Geológica Barrera de Arena, Inferida a partir de Sección Geoeléctrica.	52
Figura 30. Interpretación SEV 1H, Humedal.	53
Figura 31. Interpretación SEV 2H, Humedal.	54
Figura 32. Interpretación SEV 3H, Humedal.	55
Figura 33. Interpretación SEV 4H, Humedal.	56
Figura 34. Interpretación SEV 5H, Humedal.	57
Figura 35. Interpretación SEV 6H, Humedal.	58
Figura 36. Interpretación SEV 7H, Humedal.	59
Figura 37. Interpretación SEV 8H, Humedal.	60
Figura 38. Distribución y localización del perfil 1 para la Barrera de Arena.	61
Figura 39. Corte geoelectrico en base al perfil 1 en la zona de la Barrera de Arena.	61
Figura 40. Distribución y localización del corte geoelectrico para el Humedal.	62

Figura 41. Interpretación del corte en la zona del Humedal.	62
Figura 42. Interpretación Barrera de Arena.....	64
Figura 43. Esquema propuesto para el direccionamiento del gasoducto en la zona del humedal.	66

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Tipos de Material y Resistividad Tipo.	27
Tabla 2. Resistividades aparentes de arreglos electródicos comunes.	33
Tabla 3. Comparación de los arreglos comúnmente utilizados en campo.	35
Tabla 4. Definiciones de los parámetros de Dar Zarrouk.	36
Tabla 5. Coordenadas UTM de los Sondeos Eléctricos Verticales.	43
Tabla 6. Coordenadas UTM de los Pozos.	43

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo consistió en determinar la distribución litológica, la distribución de la intrusión salina y el espesor de la zona denominada “Zona del Humedal” para definir la profundidad a la que deberá colocarse la línea de gas natural del proyecto “Terminal de Gas Natural Licuado Manzanillo”, cuyo trazo cruzará dicha zona.

Los días 20 y 21 de noviembre del año 2007, se efectuaron 11 Sondeos Eléctricos Verticales, SEV's, con arreglo electródico tipo Schlumberger; tres de ellos ubicados a lo largo de la Laguna de Cuyutlán (Barrera de Arena) y aproximadamente a 21 km de la ciudad de Manzanillo, mientras que los ocho sondeos restantes se realizaron en la zona del Humedal aproximadamente a 18 km del poblado de Armería, Colima.

La interpretación de los modelos se llevó a cabo a partir de la integración de los diferentes datos obtenidos en SEV's, además de datos geológicos, estadísticos y geográficos proporcionados por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).

El modelo geológico simplificado que se propuso consiste de tres capas. La primera con espesores que no van más allá de los 5 m y que consiste fundamentalmente de suelos residuales, con resistividades que van de los 120 a los 580 ohm.m. La segunda capa, con espesores promedio de 10 m, está formada fundamentalmente por materiales arenos-arcillosos, con diferentes grados de saturación y con resistividades de 15 a 30 ohm.m. Por último la tercera capa está constituida por materiales arenosos saturados de agua salada, que se refieren fundamentalmente al aporte del frente salino contribuido por el mar, que se encuentra a escasos 800 m del sondeo más cercano; cabe señalar que la Laguna de Cuyutlán contribuye de manera notable en determinadas regiones estudiadas en la zona del Humedal.

De acuerdo al modelo obtenido, se propone el direccionamiento del gasoducto en la región que en el presente trabajo se ilustra.

1. INTRODUCCIÓN

Los métodos geofísicos ofrecen la posibilidad de obtener información del subsuelo a través de distintos tipos de prospecciones; su principal ventaja radica en el inherente bajo costo de aplicar cada uno de los procedimientos (Wenner, 1984).

La geohidrología ha resultado uno de los estudios más importantes en las últimas décadas, debido a las distintas dificultades que representa el desabastecimiento de agua además de su propia contaminación. Referido a este tipo de problemas, diferentes investigadores han hecho uso de los sondeos de resistividad, en sus diferentes formas, para determinar el flujo del agua subterránea en acuíferos kársticos y granulares determinando de esta forma estructuras presentes en el subsuelo (Steich y Marín, 1996 y 1997).

Por otro lado, los métodos geoelectrónicos son utilizados ampliamente para estudios de detección de contaminantes y en la caracterización de fracturas relacionadas al flujo de aguas subterráneas. Muchos de estos objetivos requieren de la implementación de diferentes técnicas geofísicas para la correcta interpretación de los acuíferos en estudios y su correlación a unidades geoelectrónicas.

Cabe señalar que los métodos de tipo electromagnético también han sido utilizados con fines hidrogeológicos y específicamente para la detección de contaminantes (Wood, 1987). Correlacionando estudios electromagnéticos y Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) es posible realizar una descripción detallada de las características intrínsecas de los acuíferos así como la detección de posibles plumas contaminantes dentro de los mismos.

Es importante destacar que estudios adicionales a los de geofísica resultan imprescindibles para un correcto análisis de la litología en estudio, ya que dichos procedimientos pueden aportar soluciones que no son únicas (principio de equivalencia) y aportar correlaciones que pueden alejarse mucho de la real. Una de las formas de acotar al número de soluciones es a partir de estudios en pozos presentes en el área, sin embargo, muchas veces no es posible la localización de ellos en el área de estudio o las condiciones del mismo pueden impedir su análisis. Como ya se ha mencionado, el procedimiento más adecuado para delimitar el número de soluciones se refiere a la aplicación de dos o más métodos geofísicos para posteriormente correlacionarlos y obtener soluciones; como la implementación de métodos electromagnéticos y SEV's.

La aplicabilidad de este tipo de técnicas va de acuerdo a sus condiciones intrínsecas ya que consisten en la aplicación de una corriente directa al terreno (electrodos de corriente), midiendo la diferencia de potencial detectada por el equipo (electrodos de potencial); con ello, a partir del registro de resistividades aparente, es posible detectar unidades geoelectrónicas bien diferenciadas en el subsuelo, sin embargo, es muy importante considerar que existen distintos factores que pueden alterar dichas mediciones, como lo son: contenido de sales, porosidad, presencia de agua y tipo de material.

Tomando en cuenta las consideraciones pertinentes en la elección del método geofísico adecuado para la realización de este estudio, la presente investigación consiste, en

primera instancia, de delimitar varias capas del subsuelo obteniendo sus espesores y resistividades mediante la técnica denominada Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's). Como segunda etapa se llevará a cabo la interpretación tratando de identificar el tipo de roca de acuerdo al valor de su resistividad y calibrando mediante estudios geológicos previos e investigaciones de campo realizadas de manera contemporánea al estudio geofísico. Ulteriormente se intentará determinar la distribución de la intrusión salina y el espesor de la zona de humedal para definir la profundidad a la que deberá colocarse una línea de gas natural.

1.1. Zona de Estudio

Se localiza en el Estado de Colima, a 33 km al SE de la ciudad de Manzanillo y a 8 km al SW del poblado de Armería, muy próxima a la carretera Colima-Manzanillo (Figura 1).

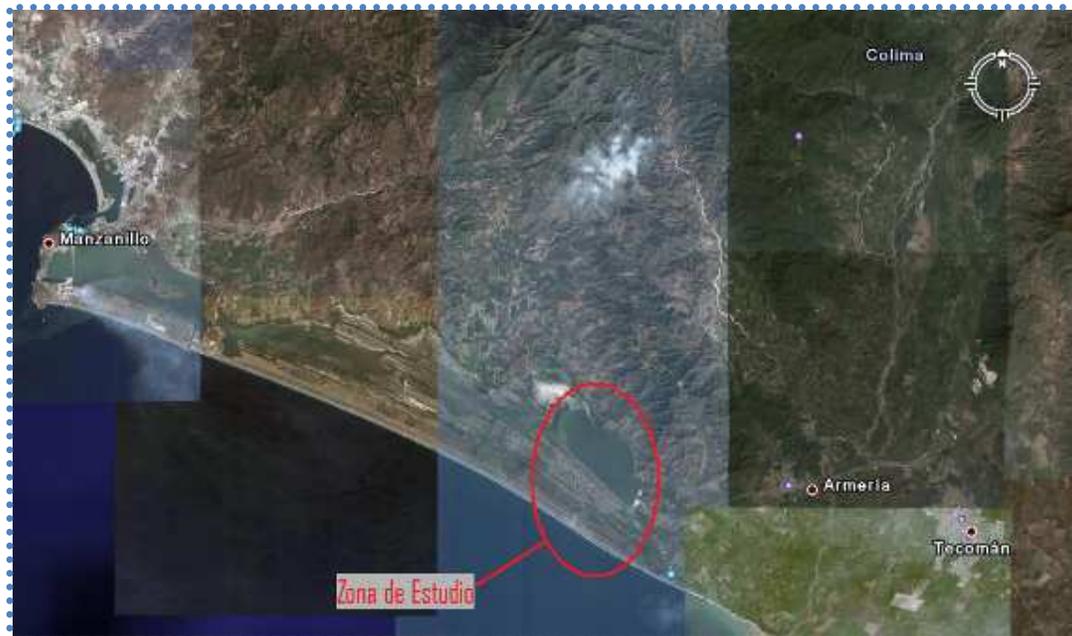


Figura 1. Localización de la Zona de Estudio

El municipio de Armería está situado geográficamente entre los paralelos 103° 53' a 104° 7' longitud oeste; y los 18° 1' a 19° 7' latitud norte del Meridiano de Greenwich; se ubica a 55 kilómetros de la capital del estado. La cabecera municipal se encuentra a una altitud de 20 metros sobre el nivel del mar (Figura 2).

Limita al Sur con el Océano Pacífico, al Poniente con el Municipio de Manzanillo, al Norte con Coquimatlán y al Oriente con su límite natural, el Río Armería y el Municipio de Tecomán.

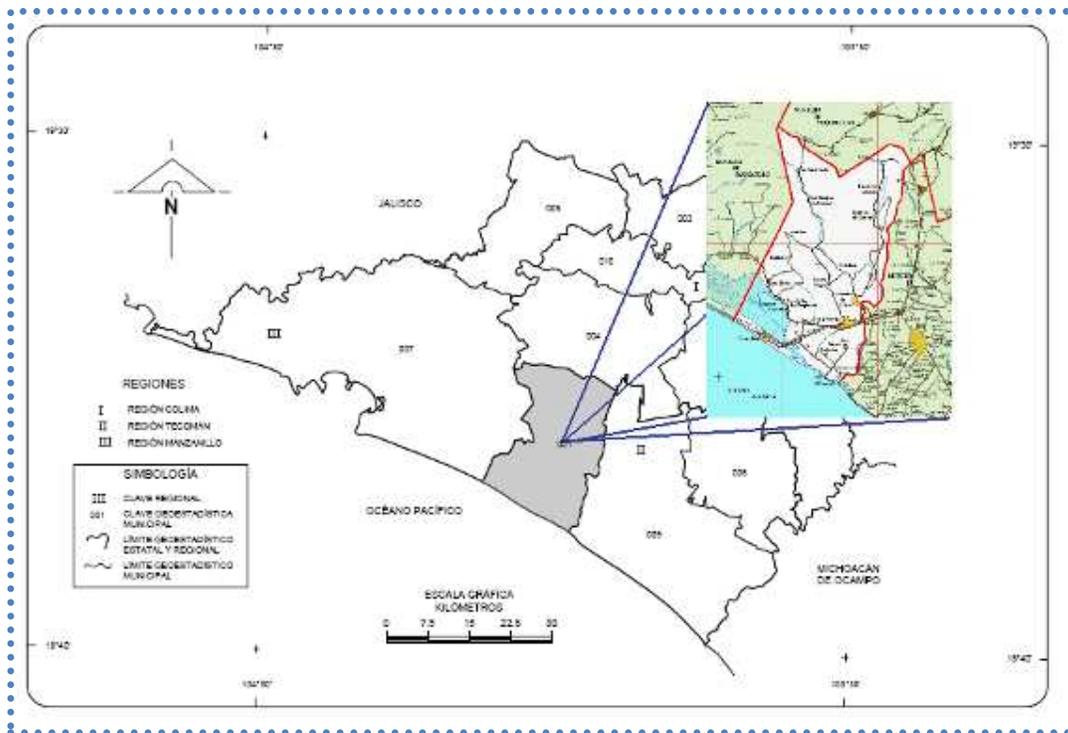


Figura 2. Municipio de Armería. Fuente: INEGI

Armería: El Municipio de Armería tiene una extensión territorial de 341.6 kilómetros cuadrados, que representan el 6.3% de la superficie total del estado. En su porción sur colinda con el Océano Pacífico a lo largo de 15.3 kilómetros de costa.

Las principales elevaciones de la región se derivan de la Sierra Madre Occidental, encontrándose los cerros: San Buenaventura, El Escorpión, El Zacate, El Jabalí, El Cualatilla, El Tepalcate y Escaltitán, este último con una elevación máxima de 360 metros sobre el nivel medio del mar.

El Río Armería es la principal fuente de abastecimiento acuífera, la construcción de canales de riego en 1922, así como el reparto agrario, propiciaron un auge económico en la localidad. Los principales canales de riego se denominan: Periquillos, La Cañita, Independencia y Cuyutlán. Con menor importancia hidrológica, el arroyo La Atravezada irriga la región norponiente del municipio. Una porción considerable de la Laguna de Cuyutlán se encuentra dentro del Municipio de Armería, en sus inmediaciones con el Océano Pacífico.

En el municipio se localizan dos cuencas hidrológicas que le permiten contar con suficiente agua durante todo el año, la primera de ellas se denomina Armería que cubre el 73.7% de la superficie; el resto es ocupada por la cuenca Chacala- Purificación.

La región norte del municipio presenta diversas formaciones rocosas y vegetación media tropical que permiten el cultivo de algunas gramíneas como: el maíz y el sorgo; así como diversos cítricos, tal es el caso del limón que representa el principal cultivo municipal.

En la zona baja del municipio los suelos presentan texturas muy variadas; se observa una proporción alta de limo, causa que origina fertilidad natural; formaciones principalmente de arena; en su mayoría, los suelos son de origen aluvial, originados por las crecientes del Río Armería o creados por los depósitos de arena del océano, y de formación mixta.

El 88% de la superficie municipal son tierras ejidales y el 12% es de pequeña propiedad. La mayor parte es de uso agrícola, sobresaliendo la palma-copra y los pastizales, en menor proporción el plátano, el mango y el tamarindo.

Manzanillo: El puerto de Manzanillo se localiza en la Bahía de su nombre, al oeste del Estado de Colima, sus límites son: al Norte, con el Municipio de Minatitlán; al Este, Coquimatlán y Armería, al Sur, está el Océano Pacífico, al Oeste y Noroeste, con el Estado de Jalisco (Figura 3).

Por su extensión es el municipio más grande del estado, se localiza entre los 103°59' a 104°44' de longitud oeste del Meridiano de Greenwich y los 18°53' a 19° 18' latitud norte, con altura sobre el nivel del mar de 4 metros en el malecón.

La superficie del municipio es de 1,578.4 km². Su distancia de la capital es de 73 km. por lo que Manzanillo constituye aproximadamente una cuarta parte del territorio del estado de Colima.

El municipio se caracteriza por ser montañoso. Forma parte de la fisiografía de la Sierra Madre Sur, la que ocupa la mayor superficie del Estado de Colima y se extiende hasta el de Oaxaca.

Esta provincia fisiográfica tiene relación con la llamada placa de cocos, que es una inmensa placa móvil que emerge del fondo del Océano Pacífico a la superficie, aprovisionando hacia el Continente lo cual da origen a la fuerte sismicidad que se registra en la zona.

El relieve del suelo está formado por sistemas de topoformas, ocupando aproximadamente el 80% de la superficie del municipio, cuya principal importancia radica en la existencia de minerales de hierro en "Los Crestones", los de cobre en "Cedros" y el "Porvenir", así como productos de cobre en "Veladero de Camotlán", "El Arrayanal", el "Águila", "La Gallina", "Chandiablo", cerro de "El Bosque", "Las Golondrinas" y "Heliotropo".

Los sistemas de topoformas de mayor altura se localizan al Norte y Sur del municipio, con elevación sobre el nivel del mar entre 800 y 1,600 m. Las serranías y cerros más importantes son los siguientes: San Buenaventura, El Tigre, El Aguacate, Las Grutas, El Chupadero, El Centinela, Las Tablas y otros de menos altura.

Ríos: El río más importante es el Cihuatlán, Chacala, Marabasco o Paticajo (recibe estos nombres) que desemboca en la laguna del Puerto Navidad y sirve de límite con el Estado de Jalisco.

Nace en el municipio de Autlán, su cuenca tiene una superficie de 793.3 km² y una descarga media anual de 978 millones de metros cúbicos, recorre desde su nacimiento

123 km, sus afluentes son los ríos de Ayotitlán, Paticajo, El Carrizo o San José y El Cacao, forma esteros como el de Potrero Grande.

Arroyos: La Lima, Don Tomás, Chandiablo, Punta de Agua, El Limoncito, Las Juntas, El Salto, La Rosa, Canoas.

Lagunas: Cuyutlán, San Pedrito, Valle de las Garzas, Miramar, Potrero Grande, Achiutes.

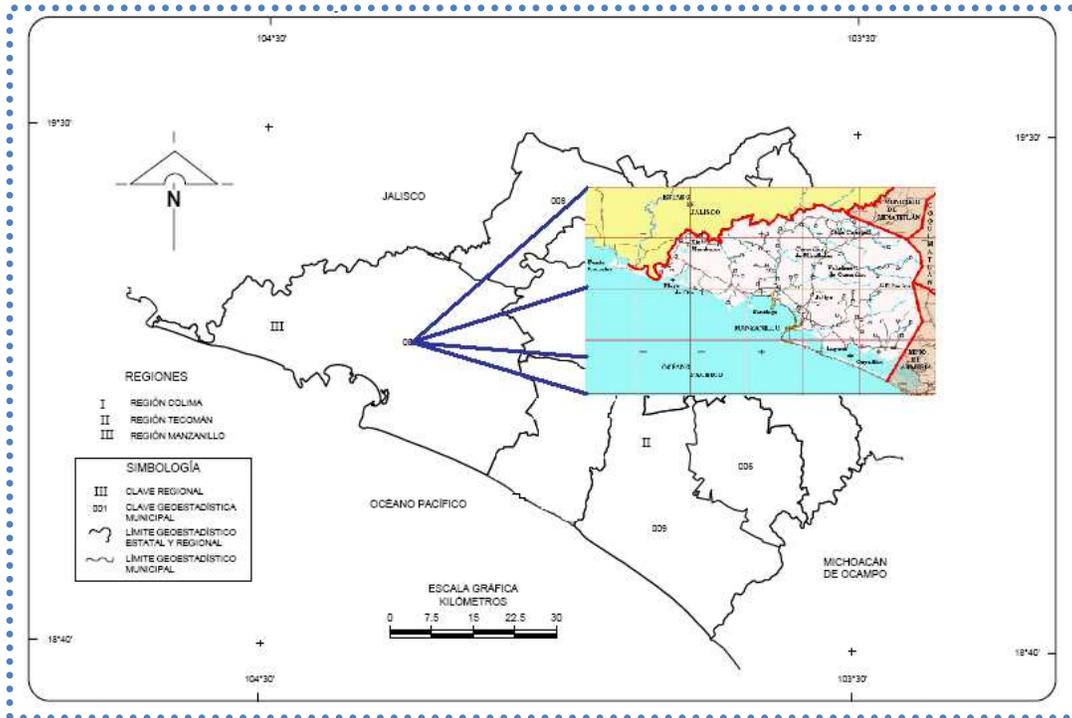


Figura 3. Ubicación de Manzanillo. Fuente: INEGI

1.2. Marco Geológico

La geología que define al estado de Colima se refiere principalmente a rocas que se originaron entre el paleozoico y el reciente. Las rocas más antiguas son esquistos formados hace más de 245 millones de años que afloran en la porción occidental de la entidad. A estos sobreyace una potente secuencia de rocas sedimentarias cuyos afloramientos están diseminados en toda la entidad, compuesta en los 2,500 m inferiores por arcillas y lutitas carbonosas con horizontes de yeso intercalados que datan del Cretácico Superior (110 m.a.) y en los 1,200 m superiores (100 m.a.) de rocas ígneas extrusivas e intrusivas, visibles en áreas localizadas al oeste y al sureste de la ciudad de Colima.

Conglomerados, areniscas y lutitas de origen continental cubren parcialmente a las rocas antes descritas. Su edad varía entre el Cretácico Superior y el Terciario Inferior (70-30 m.a.); tienen espesor total del orden de 700 m y son observables en las partes centro y norte del estado. Sobre las anteriores descansan rocas ígneas extrusivas del Terciario (7.0-1.5 m.a.), de composición variada y ampliamente expuestas. En las porciones norte y oriental de la entidad se hallan rocas que datan del Plioceno al Pleistoceno (5-0.1 m.a.). Conglomerados, areniscas y basaltos que en conjunto tienen espesor mayor de 300 m. Finalmente, en los valles fluviales y en las llanuras costeras están expuestas las rocas más jóvenes: arcillas, arenas, gravas y cantos rodados que constituyen el relleno aluvial y los depósitos de ambiente mixto.

Los principales elementos geológicos estructurales del estado están representados por anticlinales, sinclinales, fallas, fracturas y estructuras volcánicas (coladas de lava y aparatos volcánicos). Más de la mitad de la entidad se extiende sobre una gran plataforma constituida por rocas cretácicas que sufrieron los efectos del tectonismo: primero, las rocas fueron plegadas y falladas por las fuerzas de compresión que actuaron entre fines del Cretácico y principios del Terciario, simultáneamente con efusiones volcánicas e intrusiones ígneas; luego, a fines del Terciario, fuerzas tensionales produjeron grandes fallas normales que, a su vez, dieron lugar a la formación de fosas y “altos” estructurales. Anticlinales y sinclinales están expuestos en las sierras que ocupan las partes centro y sur de la entidad. Las fallas normales son de gran longitud, coincidiendo su orientación con la de los grandes ejes estructurales (norte-sur y noroeste-sureste).

1.2.1. Geología local

Con el objetivo de conocer la geología de la zona de estudio, se utilizó la carta geológica del Estado de Colima proporcionada por CONAGUA (escala 1:200 000). Como puede observarse en la Figura 4, el material litológico representativo en el área, identificado con las siglas *Qal*, corresponde a arena, arcilla y gravas del Cuaternario (holoceno o reciente). A esta unidad se le atribuyen características hidrogeológicas de alta conductividad hidráulica.

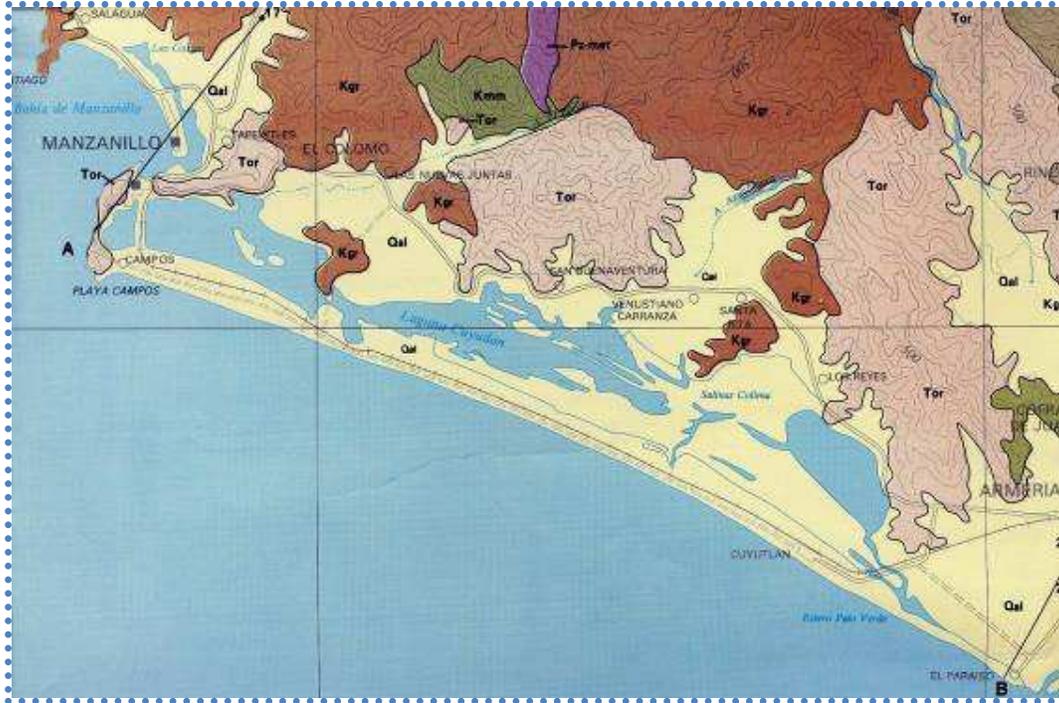


Figura 4. Litología Representativa de la Zona de Estudio. Fuente: CONAGUA

En los alrededores de la zona, la litología está representada hacia el NE y NW por rocas ígneas extrusivas andesíticas y riolíticas permeables en zonas fracturadas, así como granitos y granodioritas de baja conductividad hidráulica que funcionan como basamento hidrogeológico a los acuíferos costeros de la porción occidental del estado.

Hidrogeología

La Zona de estudio se divide en dos áreas, la barra de arena y el cauce del humedal. De acuerdo a información proporcionada por CONAGUA, dichas áreas corresponden a dos acuíferos los cuales se describen a continuación:

Barra de Arena; Acuífero “Venustiano Carranza”

El acuífero de Venustiano Carranza tiene una extensión superficial de 34 km² y su zona de recarga (zona hidrogeológica) de 218 km². Se ubica en la zona costera del Municipio de Manzanillo, colindando con el acuífero El Colomo al oeste y con el acuífero Los Reyes al este (Figura 5).



Figura 5. Ubicación y distribución del acuífero “Venustiano Carranza”. Fuente: CONAGUA

Decretos de veda

Actualmente se tienen dos decretos de veda de aguas del subsuelo, la primera: publicada el 20 de agosto de 1973 y que comprende la Costa de Colima, cuya extensión y límites geopolíticos corresponden a los Municipios de Manzanillo, Armería y Tecoman. El tipo de veda que se decreta es de control de las extracciones, uso o aprovechamiento de aguas del subsuelo de dicha Zona (Figura 6).



Figura 6. Zonas de Veda de Agua Subterránea – Colima. Fuente: CONAGUA

El segundo decreto publicado el 21 de septiembre de 1984 y que comprende la zona que no fue incluida en la veda impuesta por el ordenamiento presidencial publicada en 20 de agosto de 1973, cuya extensión y límites geopolíticos, corresponden a los municipios de: Colima, Comala, Coquimatlán, Cuauhtémoc, Ixtlahuacán, Minatitlán y Villa de Álvarez. El tipo de veda que se decreta es de control de extracciones, uso o aprovechamiento de aguas del subsuelo.

Hasta el año de 1990 la disponibilidad de agua sigue siendo, en términos generales, mayor que su demanda. Las vedas referidas no se aplican todavía para limitar la construcción de captaciones sino más bien para cuidar que la explotación de los acuíferos progrese en forma ordenada, tomando en cuenta la magnitud y distribución de su volumen renovable y respetando las restricciones naturales de los acuíferos costeros.

Usuarios mayores del uso del agua subterránea. Distritos y unidades de riego

Los tres principales usuarios para éste acuífero son: el organismo operador denominado CAPDAM, para uso público urbano y las unidades de riego.

De acuerdo con el Padrón de Unidades de Riego por bombeo existen 50 unidades.

Fisiografía

La zona hidrogeológica de Venustiano Carranza, se ubica dentro de la provincia fisiográfica denominada Sierra Madre del Sur, cuyo drenaje principal lo constituyen las corrientes que fluyen de la sierra hacia el mar. Esta provincia se caracteriza por tener un relieve variado que incluye sierras, valles y llanuras costeras.

Las sierras están ampliamente distribuidas en toda la provincia y alcanzan elevaciones desde 500 metros sobre el nivel del mar (msnm), en la porción Centro-Occidental hasta más de 2,400 msnm, en la Nor-Occidental. La red de drenaje está compuesta por cauces poco profundos en forma de V con pendiente pronunciada en las montañas y suave en los lomeríos. Los valles se encuentran en las partes bajas de las cuencas, son estrechos y tienen drenaje paralelo con arroyos de poca pendiente. Las llanuras están diseminadas en la faja costera separadas por cadenas montañosas que desde las sierras se extienden hasta el litoral.

Clima

En la zona prevalece el clima tropical lluvioso; la temporada lluviosa comprende los meses de junio a octubre. La precipitación más abundante se registra en los meses de julio a septiembre durante los cuales son frecuentes las lluvias torrenciales de origen ciclónico. El estiaje abarca de noviembre a mayo, con la lámina media mensual menor que 15 mm. Debido a su posición geográfica, a la cercanía del mar y a las corrientes de aire marítimo, el clima predominante en el estado de Colima es cálido subhúmedo.

Precipitación media anual

La precipitación anual promedio en el estado es de 1,026mm, equivalente a un volumen de 5,599 Mm³, la máxima una lámina de 1,668 mm lo que representa un volumen de 9,099 Mm³ y la lámina mínima de 665 mm lo que da un volumen de 3,628 Mm³ anuales. En la subcuenca de la Laguna de Cuyutlán la precipitación media anual corresponde a una lámina de 1,077.7 mm, mientras que la máxima es de 1,498mm y la mínima de 831mm lo que representa un volumen medio anual de 1,836 millones de metros cúbicos, 2,553Mm³ máximos y 1,417Mm³ para la precipitación mínima.

La temporada de lluvias ocurre en los meses de junio a octubre, en los cuales se presenta el 88% de la precipitación anual, el 7% ocurre de enero a mayo y el 5% restante de noviembre a diciembre, las cuales corresponden a períodos de transición de lluvias irregulares y dispersas.

Región Hidrológica y Cuenca

El estado de Colima se encuentra ocupando parcialmente la Región Hidrológica número 15 denominada Costa de Jalisco, y la Región Hidrológica número 16 Ríos Armería–Coahuayna.

Dentro de la primera ocupa parte de la cuenca Chacala–Purificación, y dentro de ésta queda comprendida el total de la subcuenca de la Laguna de Cuyutlán. En la segunda se ocupa en forma parcial las cuencas de los ríos Armería y Coahuayana, subcuencas del río Armería, río Coahuayana y Lagunas de Alcuzahue y Amela respectivamente.

La zona hidrogeológica de Venustiano Carranza está comprendida en la Región Hidrológica número 15 denominada Costa de Jalisco.

Para el caso de la cuenca, ésta se ubica en la Cuenca Chacala–Purificación, subcuenca Laguna de Cuyutlán. Dentro de la subcuenca de Cuyutlán (cuya extensión superficial es de 508 km²) las corrientes principales son: en la zona de Santiago-Salagua, los arroyos “Chandiablo” y “Punta de Agua”; en la zona Jalipa-Tapeixtles, el “Rancho Viejo”; en la zona de El Colomo, el arroyo “Las Juntas” y en la zona Venustiano Carranza, el “Agua Blanca”. Todos ellos nacen en la sierra Perote, cruzan valles intermontanos en las direcciones norte-sur y noreste-suroeste e ingresa a la planicie costera. Los tres primeros desembocan al océano Pacífico en la bahía de Manzanillo, y los dos últimos, a la laguna de Cuyutlán. Los arroyos “Chandiablo” y “Punta de Agua” tienen régimen permanente en la parte montañosa de sus cuencas e intermitentes en su parte baja.

Ubicada en la porción central de la faja costera de la entidad, la Laguna de Cuyutlán ocupa una superficie aproximada de 68 km² en la cuenca de mismo nombre. Su longitud es de 30 km en el sentido paralelo al litoral y su ancho varía entre 0.5 y 3 km. Recibe escurrimientos superficiales y descarga subterránea de las zonas “El Colomo y “Venustiano Carranza”. A pesar de estas aportaciones de agua dulce, la concentración de sales disueltas en la laguna es similar a la del mar, y aun mayor en algunas porciones de aquéllas a causas de la evaporación, lo cual se aprovecha para la explotación de salineras.

Geomorfología

El acuífero está formado por un relieve sepultado constituido por rocas volcánicas extrusivas e intrusivas, metamórficas y sedimentarias, sobre el cual los arroyos de “Agua Blanca” y del “Salto” cortaron cauces, que posteriormente fueron rellenados por materiales aluviales de gravas y arenas que constituyen el acuífero principal. La elevación de la base impermeable del Acuífero tiene elevaciones variables desde 100 msnm hasta máximos de 20 msnm. En general se confirma la forma geométrica del acuífero con una descarga hacia la Laguna de Cuyutlán.

Los principales elementos geológicos estructurales están representados por fallas y fracturas, las fallas normales son de gran longitud coincidiendo su orientación con la de los grandes ejes estructurales (norte-sur y noroeste-sureste),

Para el caso de la geomorfología, localmente se distinguen dos expresiones fisiográficas: la Región Montañosa y la Región Costera. En ésta última los agentes erosivos han modelado el paisaje de cinco cuencas abiertas, de las cuales una de ellas es el acuífero Venustiano Carranza. El drenaje de la cuenca es hacia la Laguna de Cuyutlán. Las fronteras laterales al flujo del agua subterránea coinciden con los contactos entre los sedimentos fluviales y las rocas impermeables que bordean el valle. La principal recarga del acuífero se recibe a través de los escurrimientos superficiales provenientes de la sierra, así como de la infiltración por lluvia y agua de riego que recibe la superficie del terreno.

Tipo de acuífero y parámetros hidráulicos

El Acuífero es de tipo libre, lo constituyen depósitos aluviales formados por mezclas de gravas y arenas en espesores que varían de 80 m en la porción norte a 120 m en la porción sur. Sus fronteras son: al norte, este y oeste por rocas ígneas intrusivas impermeables y al sur por la Laguna de Cuyutlán.

La recarga proviene de la infiltración de los escurrimientos que bajan de las sierras que lo bordean y del propio escurrimiento de los arroyos del “Salto” y “Agua Blanca” en los depósitos aluviales y de la precipitación en el valle. Su descarga se efectúa por medio de bombeo de agua subterránea, principalmente para uso agrícola y por el flujo subterráneo hacia la Laguna de Cuyutlán.

En lo referente a las características hidráulicas de los acuíferos aluviales, estos dependen de su granulometría y espesor. En general, su coeficiente de transmisividad varía en el área dentro del rango de 0.005 y 0.05 m²/s. Los valores mayores se registran en la porción alta de la planicie costera y en las inmediaciones de los cauces principales, donde predominan los clásicos gruesos muy permeables.

A escala original, son de tipo “libre” o “freático”; por tanto, se estima que su coeficiente de almacenamiento es equivalente a su porosidad efectiva y toma valores entre 0.12 y 0.25, dependiendo de la granulometría de los clastos en que oscila la superficie freática. Sin embargo, el valor de ese coeficiente puede ser mucho menor en aquellas áreas donde los acuíferos están confinados o semiconfinados por estratos de materiales limo-arcillosos. El valor de conductividad hidráulica es 0.25, el valor del coeficiente de

almacenamiento es 0.16 y finalmente el valor de la porosidad eficaz por rendimiento específico es de 0.15.

Piezometría

Las configuraciones piezométricas proporcionan valiosa información acerca de la circulación del agua en el subsuelo. El agua ingresa a los acuíferos en las áreas de recarga flancos-montañas, abanicos aluviales y cauces de corrientes alimentadoras, localizadas en las partes altas de valles y planicies y transita hacia las áreas de descarga bajo el control de la geología subterránea.

En condiciones naturales, el gradiente hidráulico tiene fuertes variaciones en el área determinadas por cambios en la permeabilidad y en la sección de los acuíferos o por variaciones en el caudal de flujo; en general, su valor es de 10 a 30 por millar en el relleno angosto y delgado de los pequeños valles fluviales, y de 1 a 9 por millar en los acuíferos más amplios y gruesos de las planicies costeras.

A lo largo de las trayectorias de flujo, una parte del caudal aflora en los cauces colectores o es transpirado por la vegetación nativa, el resto continúa su curso subterráneo hacia aguas abajo y finalmente escapa al mar.

Así, en las zonas costeras el bombeo ha reducido el gradiente de flujo hacia el litoral, pero como los abatimientos no han sido continuos ni de gran magnitud, en la mayoría de aquéllas la carga hidráulica es todavía positiva y persiste el flujo subterráneo hacia el océano. Sólo en la zona “El Colomo” se han generado depresiones piezométricas con elevaciones negativas de varios metros, a pocos kilómetros del litoral, aunque en su faja costera todavía se mantiene un pequeño gradiente de flujo hacia el mar.

Actualmente, simultáneamente la recarga, la descarga natural y el bombeo provocan la oscilación continua de los niveles de agua. En general, estos descienden en los periodos de estiaje y ascienden durante las temporadas de lluvia. Se encuentran en su posición más baja en los meses de abril a mayo y en su posición más alta en los de octubre a noviembre. La magnitud de las oscilaciones es de varios metros, registrándose las mayores en las áreas de recarga y de bombeo, especialmente en aquéllas donde los acuíferos tienen baja capacidad de almacenamiento y de regulación.

A estas fluctuaciones estacionales se superponen las tendencias piezométricas de largo plazo, generadas por las variaciones anuales de la precipitación pluvial. En las zonas costeras del estado se observa una relación muy estrecha entre estas variaciones y el comportamiento de la superficie freática de los acuíferos: durante los ciclos secos, de varios años de duración, las porciones altas de los acuíferos se drenan a causa de la escasa recarga, como ocurrió en el lapso 1974-1980 en las partes altas de las planicies costeras y en los estrechos valles donde se observaron abatimientos de 5 a 18 m; por el contrario, en los ciclos lluviosos, los niveles del agua se recuperan rápidamente, como ocurrió en el intervalo 1981-84. La fuerte oscilación de los niveles freáticos afecta la operación de los pozos someros emplazados donde el espesor de los acuíferos es reducido.

En las planicies costeras los niveles freáticos afloran en las proximidades del litoral. Desde esas áreas, la profundidad a los niveles del agua aumentó gradualmente hacia

aguas arriba debido a que el gradiente hidráulico es menor que la pendiente topográfica, hasta alcanzar valores de 5 a 20 m en el borde superior de las planicies; luego en los pequeños valles de las cuencas de Cuyatlán y de Cihuatlán, varía en el rango de 20 a 70 m también con tendencia creciente hacia aguas arriba.

Hidrogeoquímica y calidad del agua subterránea

La salinidad total del agua subterránea es baja en la mayor parte de la entidad; en general, la concentración de sales es menor que 500 partes por millón (ppm) de sólidos totales disueltos (STD) en todas las zonas hidrogeológicas. Tan favorable característica hidrogeoquímica, se debe a la combinación de varios factores:

- La corta permanencia del agua en el subsuelo derivada de su rápida circulación a través de acuíferos bastante permeables y de dimensiones relativamente reducidas.
- La gran resistencia al ataque químico del agua, de las rocas acuíferas predominantes ígneas fracturadas y clastos gruesos derivados de su erosión y la abundante precipitación pluvial.
- Calcio, sodio y bicarbonato son los iones disueltos predominantes en esas aguas, procediendo los dos primeros de la disolución de los feldespatos cálcicos y sódicos constituyentes de las rocas ígneas.

Actualmente en este acuífero se tienen concentraciones entre 243 y 781 partes por millón de sólidos totales disueltos.

Humedal; Acuífero “Armería-Tecomán-Periquillos.

El acuífero Armería-Tecomán-Periquillos tiene una extensión superficial de 451 km² y su zona de recarga (zona hidrogeológica) de 1,311 km². Se ubica en la zona costera de los municipios de Armería y Tecomán, colindando con el acuífero Los Reyes al oeste y con el Río Coahuayana al este y la zona costera al sur (Figura 7)



Figura 7. Ubicación y distribución del acuífero “Armería-Tecomán-Periquillos”.
Fuente: CONAGUA

Decretos de veda

Aplica las mismas condiciones que en el caso del acuífero “Venustiano Carranza”

Usuarios mayores del uso del agua subterránea. Distritos y unidades de riego

Los tres principales Usuarios, en éste Acuífero son: El organismo operador denominado COMAPAT para uso Público Urbano, las Unidades de Riego y uso Industrial.

De acuerdo con el Padrón de Unidades de Riego por bombeo existen 517 unidades.

Fisiografía

La zona hidrogeológica de Armería-Tecomán-Periquillos, se ubica dentro de la provincia fisiográfica denominada Sierra Madre del Sur, cuyo drenaje principal lo constituyen las corrientes que fluyen de la sierra hacia el Mar. Esta provincia se caracteriza por tener un relieve variado que incluye valles y sierras.

Las sierras están ampliamente distribuidas en toda la provincia y alcanzan elevaciones desde 500 metros sobre el nivel del mar en la porción centro-occidental hasta más de 2,400 msnm; en la nor-occidental la red de drenaje está compuesta por cauces poco profundos en forma de V con pendiente pronunciada en las montañas y suave en los lomeríos. Los valles se encuentran en las partes bajas de las cuencas, son estrechos y tienen drenaje paralelo con arroyos de poca pendiente, mientras que las llanuras están diseminadas en la faja costera separadas por cadenas montañosas que desde las sierras se extienden hasta el litoral. La más amplia de ellas se encuentra en la porción sur del estado.

Las corrientes superficiales de esta provincia desembocan en el océano Pacífico, siendo las principales los ríos Cihuatlán (Marabasco), Coahuayana (Naranjo), Armería y Salado. Existen además, varios cuerpos de agua superficial dispersos en la planicie costera, entre los cuales destacan: los lagos “Ámela” y “Alcuzahue” y los esteros “Potrero Grande”, “Palo verde” y “Chupadero”.

Clima

En la mayor parte de la entidad el clima es cálido subhúmedo, con lluvias en verano a excepción de los municipios de Tecomán y Armería que pertenecen al tipo de semiseco muy cálido y cálido. En la porción sur de las regiones número 15 y 16 correspondiente al estado, cuentan con pequeñas áreas con clima semi-seco, muy cálido la parte norte tanto de la cuenca del río Coahuayana como del río Armería, se localizan áreas con clima semi-cálido subhúmedo, así como pequeñas áreas en la parte norte de la cuenca del río Coahuayana con clima semi-frío subhúmedo.

Las lluvias se concentran en los meses de verano, junio-noviembre, época en la que también ocurren con cierta frecuencia perturbaciones ciclónicas provenientes del Océano Pacífico, que al internarse al estado y a entidades vecinas provocan lluvias torrenciales que causan algunos destrozos en la región, por lo que del mes de diciembre a mayo se considera el periodo de estiaje.

Precipitación media anual

La precipitación anual promedio en el estado es la que se menciona en el acuífero “Venustiano Carranza”.

En la información de las estaciones climatológicas se observan las precipitaciones entre 700 mm en la zona costera hasta 1,400 mm en la parte alta del estado y la precipitación máxima en 24 horas se presentó en 1999 y fue en el área de la Derivadora de Jala localizada dentro de la cuenca del río Armería, siendo de 400 mm.

La temporada de lluvias ocurre en los meses de junio a octubre en los que se presenta el 88% de la precipitación, el 7% de enero a mayo y el 5% restante de noviembre a diciembre, con períodos de transición de lluvias irregulares y dispersas. Su distribución espacial en el estado es el 42% del volumen precipitado en la cuenca del río Armería, el 38% en la cuenca del río Marabasco o Cihuatlán y el 20% restante en la cuenca del río Coahuayana, teniéndose ocasionalmente lluvias en invierno.

La precipitación media anual ocurridas en la cuenca del río Armería fue de 897 mm, la mínima de 580 mm y la máxima de 1411 mm de lámina y un volumen medio de 1,652 mm³, 2,598 máximo y 1,068 mínimo.

Región Hidrogeológica y Cuenca

La región hidrogeológica del estado se menciona en el acuífero “Venustiano Carranza”

Para el caso de la cuenca, este acuífero se ubica en la cuenca denominada Río Armería. Formado por la unión de varios arroyos en la porción sur de Jalisco, el río Armería corre alternadamente hacia el sur y suroeste. Recibe los nombres de “Ayutla” y de “Ayuquila”, en esa entidad; se interna en territorio de Colima ya con el nombre de “Armería” y transita por el borde occidental del valle donde está asentada la ciudad capital. Ingresa a la planicie costera y, finalmente, desemboca al Océano Pacífico. Sus afluentes principales son los ríos Colima, Comala y San Palmar (Algodonal): el primero es originado por manantiales en las faldas del Volcán de Fuego, corre de noreste a suroeste, cruza la ciudad de Colima y se une al Armería en el borde superior de la planicie costera. El segundo, también formado por manantiales en la misma área, corre hacia el suroeste y confluye con el río Colima aguas abajo de la ciudad de mismo nombre, y el tercero es originado por las descargas de un manantial que brota en las faldas de la sierra Perote, en la porción noroccidental del estado, se dirige hacia el sureste y confluye con el Armería en el borde sur de valle de Colima. Su cuenca tiene extensión superficial de 9,800 km², correspondiendo el 19% de ella a territorio colimense, y su escurrimiento medio anual fue de 1,067 Mm³ en la estación “Peñitas” durante el intervalo 1967-87.

El régimen de escurrimiento del río Armería varía a lo largo de su curso. Entre las estaciones hidrométricas “Peñitas” y “Jala”, es intermitente a pesar de que recibe excedentes de riego y aportaciones del manantial “Nahualapa”. Aguas abajo de la estación “Jala”, es permanente por el retorno de los excedentes y las descargas de varios tributos: el río Colima que, a su vez recibe la descarga comprendida para uso agrícola del manantial “Los Ameales”; el arroyo “El Chino”, que le descarga hasta $2 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$ durante

el estiaje, y el arroyo “Charco Verde”, que le aporta un caudal medio de $1\frac{m^3}{s}$. En su tramo inferior aguas abajo de la estación “Colimán”, el río recibe además descargas del acuífero y retornos de riego.

Geomorfología

De igual que en acuífero anterior, localmente se distinguen dos expresiones fisiográficas: la Región Montañosa y la Región Costera, en ésta última los agentes erosivos, han modelado el paisaje de cinco cuencas abiertas de las cuales una de ellas es el acuífero Armería-Tecomán-Periquillos. El drenaje de la cuenca es hacia el Océano Pacífico. Las fronteras laterales al flujo del agua subterránea coinciden con los contactos entre los sedimentos fluviales y las rocas impermeables que bordean el valle. La principal recarga del Acuífero proviene de la infiltración de los escurrimientos que bordean el valle, de la precipitación pluvial del valle, de los volúmenes de agua superficial utilizada para riego y de la posible infiltración en el propio cauce del arroyo Periquillos, del Río Armería y de los canales principales del distrito de riego.

Tipo de acuífero y parámetros hidráulicos

El acuífero es de tipo libre, lo constituyen depósitos aluviales formados por una mezcla de boleos, gravas y arenas, y en menor proporción por limos y arenas graduadas. La profundidad de la roca basal varía entre 100 y 300 m. Dado que los estratos que los subyacen son del tipo areno-arcilloso con características de impermeabilidad, los que a su vez están descansando propiamente sobre la roca basal del valle.

El acuífero de este valle lo constituyen aluviones formados por una mezcla de arenas, boleos y gravas y en menor proporción por limos y arenas graduadas. La profundidad de la roca basal varía entre 100 y 300 m., sin embargo, se considera que el material de relleno con mayor permeabilidad se encuentra entre los 80 y 150 m de profundidad en la porción centro-occidental del valle y de 20 a 60 m en la porción sur-oriental. Dado que los estratos que los subyacen son del tipo arcillo-arenoso con características de impermeabilidad, los que a su vez están descansando propiamente sobre la roca basal del valle.

Las fronteras del acuífero son: al NW rocas volcánicas impermeables, al NE rocas sedimentarias del Cretácico de reducida permeabilidad y al sur el litoral costero. La recarga al acuífero proviene de la infiltración de los escurrimientos que bordean al valle, de la precipitación pluvial en el valle, de los volúmenes de agua superficial utilizada para riego en la unidad Tecuanillo-Coahuayana del Distrito de Riego número 053 y de la posible infiltración en el propio cauce del arroyo Periquillos, del río Armería y de los canales principales del Distrito de Riego. La descarga del acuífero ocurre por el bombeo del agua subterránea, el flujo subterráneo hacia el mar, la evapotranspiración y evaporación directa del agua subterránea en las áreas en que la profundidad al nivel del agua es menor de 2 m.

Por su extensión, la capacidad de almacenamiento de este valle es grande, por lo que las posibilidades de explotación del agua subterránea son buenas, estando únicamente limitadas en la franja marginal del litoral costero por el peligro de intrusión salina.

Los parámetros hidráulicos aplican de igual forma que en el caso del acuífero “Venustiano Carranza”.

Piezometría

Aplica la misma descripción dada en el caso anterior.

La posición de los niveles estáticos del agua subterránea con respecto a la superficie del terreno varía especialmente en las zonas hidrogeológicas, dependiendo de la distribución de la recarga y del bombeo, de la configuración topográfica y de la transmisividad de los acuíferos. En las planicies costeras los niveles freáticos afloran en las proximidades del litoral y se encuentran a menos de cinco metros de la superficie del terreno en el área lacustre de Alcuzañue-Amela.

Desde esas áreas, la profundidad a los niveles del agua aumenta gradualmente hacia aguas arriba, debido a que el gradiente hidráulico es menor que la pendiente topográfica, hasta alcanzar valores de 5 a 20 m en el borde superior de las planicies.

Hidrogeoquímica y calidad del agua subterránea

Las mismas características al acuífero “Venustiano Carranza” se mantienen, salvo que en este acuífero se tienen concentraciones 243 y 781 ppm de SDT.

2. PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA Y METODOLOGÍA IMPLEMENTADA

2.1. Prospección Eléctrica

Los estudios geofísicos que involucran la inyección de corriente a partir de electrodos ubicados en la superficie del terreno se conocen generalmente como métodos de corriente directa o DC, aunque en realidad en la práctica la polaridad de la corriente se invierte a intervalos regulares (típicamente de 1 a 4 segundos). Los métodos eléctricos de corriente directa permiten el reconocimiento del subsuelo a partir del estudio de la resistividad eléctrica de las formaciones que lo constituyen. Tanto en la forma de sondeos como de calicatas, estas técnicas son muy utilizadas en la exploración hidrológica gracias a la relación que tiene la resistividad eléctrica con la porosidad de la roca y la mineralización del agua y, por otra parte, con el contenido de arcilla en la roca.

Sin embargo, las condiciones siguientes se tienen que cumplir para que el método sea efectivo:

- 1.- Las diversas formaciones litológicas deben estar caracterizadas por resistividades netamente diferentes.
- 2.- Las diversas formaciones litológicas deben ser aproximadamente horizontales ($<15^\circ$ aproximadamente).
- 3.- Las corrientes eléctricas suministradas al terreno desde la superficie deben ser capaces de penetrar a las profundidades de los objetivos a estudiar.
- 4.- Las deformaciones del campo eléctrico debidas a las heterogeneidades del subsuelo deben ser medibles desde la superficie.

Hay cuatro factores principales que influyen directamente sobre la resistividad del subsuelo:

- 1.- La porosidad de la roca: a mayor porosidad, ya sea intrínseca o de fractura, menor resistividad.
- 2.- La conductividad del agua: a mayor conductividad del agua (más salada), menor resistividad de la roca que la contiene.
- 3.- Contenido de arcilla del terreno: a mayor contenido arcilloso, menor resistividad.
- 4.- La temperatura del agua: a mayor temperatura del agua menor resistividad de la roca que la contiene.

Para medir la resistividad del subsuelo, se transmite una corriente a un dipolo eléctrico en contacto con el suelo a través de dos electrodos y se mide la diferencia de potencial inducida utilizando para ello dos electrodos porosos. Del cociente entre la corriente y el potencial medidos se encuentra la resistividad del medio multiplicándolo por un factor

que depende de la geometría del arreglo de electrodos, que puede ser colineal o no. La profundidad de investigación aumenta con la distancia entre los electrodos de corriente. Cuando se desea conocer las variaciones de la resistividad del subsuelo con la profundidad se utiliza el sondeo eléctrico, el cual consiste en realizar mediciones incrementando paulatinamente la distancia entre los electrodos de corriente con respecto a un punto fijo. Las distancias cortas entre los electrodos A y B corresponden a profundidades someras en tanto que las aberturas mayores de A y B corresponden a profundidades de investigación mayores. A partir de la curva de resistividad vs la distancia AB es posible determinar los espesores y las resistividades de las diferentes capas del subsuelo utilizando algoritmos específicos. Se puede así definir, de manera directa o indirecta, cual formación constituye el acuífero potencial.

Por ejemplo, es posible determinar el espesor de un acuífero a partir de la determinación de la profundidad del techo de la capa confinante subyacente, que puede ser conductiva (capa arcillosa) o resistiva (roca cristalina). Cuando se desea conocer las variaciones laterales de resistividad del subsuelo, se utiliza un dipolo eléctrico de longitud AB constante que se mueve después de cada medición a lo largo de un perfil junto con los electrodos de potencial. La longitud AB se fija de acuerdo a la profundidad del objetivo (p.e. zona de fracturas) siendo la profundidad nominal de investigación aproximadamente igual a 1/4 de la longitud del dipolo. Sin embargo, esta depende de la conductividad de la capa superficial. Cuando la capa superficial es muy resistiva la corriente inducida penetra menos y viceversa. Este dispositivo de exploración se conoce comúnmente como “perfilaje eléctrico” o “calicatas” y es particularmente útil para localizar zonas alteradas o fracturadas cubiertas por depósitos sedimentarios. Las zonas más conductoras a lo largo del perfil medido corresponderán a las zonas más alteradas, en donde a su vez se tendrá mayor porosidad.

Principios básicos

Resistividad Real.- La resistividad real se define a partir de un cubo eléctricamente uniforme, de lado de longitud L a través el cual pasa una corriente I. El material dentro del cubo resiste el paso de la corriente eléctrica a través de él, resultando así en una caída de potencial (V) entre las caras opuestas de este. La resistencia (R) es proporcional a la longitud (L) del material resistivo e inversamente proporcional al área (A) (ecuación 1). Es decir:

$$R \propto L / A \dots\dots\dots(1)$$

La constante de proporcionalidad es la resistividad verdadera que se denota con el símbolo ρ (ecuación 2). De aquí, se tiene que la resistencia a través de un volumen unitario está dada por:

$$R = \frac{\rho L}{A} \dots\dots\dots(2)$$

De acuerdo con la ley de Ohm, la resistencia también se define en términos del cociente de la caída de potencial y la corriente que pasa por el cubo (ecuación 3), es decir:

$$R = V / I \dots\dots\dots(3)$$

Estas dos últimas ecuaciones se pueden combinar para obtener una expresión para la resistividad (ecuación 4), que resulta:

$$P = VA/IL \dots \dots \dots (4)$$

cuyas unidades son ohm.metro. El inverso de resistividad ($1/\rho$) es la conductividad (σ) la cual tiene como unidades siemens/metro (S/m) que son equivalentes a mhos/metro. Se debe hacer notar que la ley de Ohm se puede aplicar en la mayoría de casos en geofísica, a menos de que se involucren densidades de corriente muy altas (J), en cuyos casos la linealidad de la ley puede no cumplirse

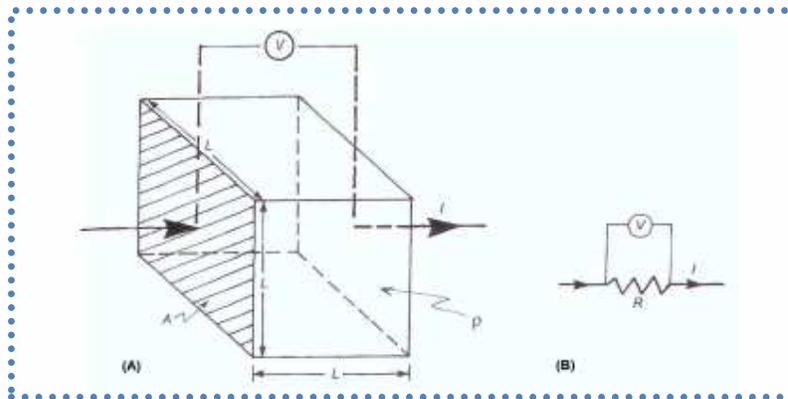


Figura 8. Definición básica de la resistividad a través de un cubo homogéneo.

Si dos medios están presentes en el cubo resistivo, cada uno con su propia resistividad (ρ_1 y ρ_2), entonces la proporción de cada medio y su forma geométrica dentro del cubo debe considerarse importante. En este caso, el cubo presenta variaciones en sus propiedades eléctricas respecto a la dirección de medición, a lo cual se le conoce como anisotropía. Por ejemplo una estructura laminar resulta en un medio marcadamente anisotrópico. La presencia y orientación de largos paquetes de agua salada (las cuales tienen alta conductividad) tienen una gran influencia en la resistividad del hielo oceánico. La magnitud de anisotropía se describe a partir del coeficiente de anisotropía, el cual está dado por el cociente entre la resistividad máxima y mínima cuyo rango oscila generalmente entre 1 y 2.

Conducción eléctrica.- Hay tres maneras por las cuales se puede conducir corriente a través de una roca: electrolítica, electrónica (ohmica) y dieléctricamente.

La conducción electrolítica ocurre cuando los iones se mueven lentamente dentro de un electrolito y la magnitud de la corriente depende del tipo de ion, de la concentración y de la movilidad iónica entre otros. La conducción electrónica es el proceso a partir del cual los metales, por ejemplo, permiten a los electrones moverse rápidamente para transportar la carga. La conducción dieléctrica ocurre en materiales muy poco conductores (o aislantes) cuando se aplica una corriente alterna de tal forma que los electrones se mueven un poco respecto a sus núcleos. En la mayoría de las rocas la conducción se da a través de fluidos en los poros los cuales actúan como electrolitos en donde los granos minerales contribuyendo muy poco a la conductividad global de la roca (excepto cuando los granos minerales son buenos conductores). A las frecuencias usadas en levantamientos de resistividad eléctrica con el método DC, la conductividad

dieléctrica puede ser considerada nula. Sin embargo, esta se vuelve importante en mediciones de polarización espectral inducida y resistividad compleja.

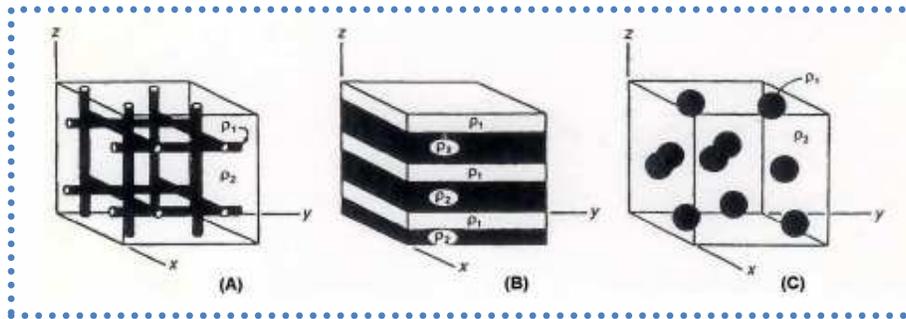


Figura 9. Tres medios que involucran dos materiales con resistividades diferentes. En estos medios, la conducción eléctrica está influenciada en gran medida por la geometría de las estructuras.

La resistividad de materiales geológicos presenta uno de los rangos de variación mayores que cualquier otra propiedad física, la cual va desde 1.6×10^{-8} ohm.m para la plata hasta 1016 ohm.m para azufre puro. Las rocas ígneas tienden a tener las resistividades más altas; las rocas sedimentarias tienden a ser las más conductivas; las rocas metamórficas suelen tener resistividades intermedias pero con ocasionales valores extremos. La edad de las rocas también suele ser importante: una roca volcánica Cuaternaria puede tener una resistividad de entre 10 y 200 ohm.m mientras que una roca equivalente del Precámbrico puede tener una resistividad un orden de magnitud mayor. Esto es una consecuencia de que la roca más antigua tiene más tiempo expuesta al relleno secundario de intersticios por procesos de mineralización y compactación con la consecuente reducción en la porosidad y permeabilidad.

Tabla 1. Tipos de Material y Resistividad Tipo.

Material	Resistencia nominal (Ω m)
Sulfuros :	
Calcopirita	$1.2*10^{-5}$ - $3*10^{-1}$
Pirita	$2.9*10^{-5}$ -1.5
Pirrotita	$7.5*10^{-6}$ - $5*10^{-2}$
Galena	$3*10^{-5}$ - $3*10^2$
Esfalerita	$1.5*10^7$
Óxidos :	
Hematina	$3.5*10^{-3}$ - 10^7
Limonita	10^3 - 10^7
Magnetita	$5*10^{-5}$ - $5.7*10^3$
Ilmenita	10^{-3} - $5*10$
Cuarzo	$3*10^{-3}$ - 10^6
Roca salada	$3*10$ - 10^{13}
Antracita	10^{-2} - $2*10^5$
Lignita	9 - $2*10^2$
Granito	$3*10^{-2}$ - 10^6
Granito (intemperizado)	$3*10$ - $5*10^2$
Sienita	10^2 - 10^6
Diorita	10^4 - 10^5
Grabo	10^3 - 10^6
Basalto	10 - $1.3*10^7$
Esquistos (calcáreo y micas)	20 - 10^4
Esquisto (grafito)	10 - 10^2
Pizarra	$6*10^2$ - $4*10^7$
Mármol	10^2 - $2.5*10^5$
Pizarras consolidadas	20 - $2*10^3$
Conglomerados	$2*10^3$ - 10^4
Arenisca	1 - $7.4*10^5$
Limonitas	$5*10$ - 10^9
Dolomitas	$3.5*10^2$ - $5*10^3$
Margas	3 - $7*10$
Arcillas	1 - 10^2
Aluvión y arenas	10 - $8*10^2$
Arenisca	100-400

Continuación Tabla 1:

Material	Resistencia nominal (Ω m)
Suelo(40%arcilla)	8
Suelo (20%arcilla)	33
Suelo superior	250-1700
Arcilla de Londres	Abr-20
Arcilla de lías	Oct-15
Arcilla de canto rodado	15-35
Arcilla (muy seca)	50-150
Mudstone de mercia	20-60
Carbón medido de arcilla	50
Carbón medio medido	>100
Tiza	50-150
Coque	0.2-8
Grava (seca)	1400
Grava (saturada)	100
Arenas cuaternarias recientes	50 a 100
Ceniza	4
Escombros de mina de carbón	10_20
Cenizas de combustible pulverizado	50-100
Laterita	800-1500
Suelo laterítico	120-750
Suelo arenoso	80-1050
Arcilla de arena /arena arcillosa	30-215
Arena y grava	30-225
Terraplén no saturada	30-100
Agua ácida turbia	15-30
Agua ácida de mina	100
Salida de la precipitación	20
Salida de terraplén	20-100
Glaciar (temperatura)	$2*10^6-1.2*10^8$
Glaciar (polar)	$5*10^4-3*10^5*$
Permafrost (sedimentos cuaternarios)	10^3-10^4

En las rocas sedimentarias el fluido intersticial es probablemente más importante que la propia matriz de la roca. En este sentido se desarrolló una fórmula empírica para estimar la resistividad de formación efectiva de una roca (ecuación 5), la cual toma en cuenta la porosidad (O), la fracción de los poros (s) que contienen agua y la resistividad del agua (ρ_w). La ecuación está dada por:

$$\rho = a\phi^{-M}s^{-n}\rho_w \dots\dots\dots(5)$$

en donde a, m y n son constantes que varían en los intervalos $0.5 < a < 2.5$, $1.3 < m < 2.5$ y $n = 2$.

El cociente ρ/ρ_w se conoce como el factor de formación F. La ley de Archie se usa principalmente en registros de pozos. Korvin (1982) estableció las bases teóricas para sustentar la ley de Archie. El agua subterránea salada puede tener una resistividad tan baja como 0.05 ohm.m, pero también hay aguas subterráneas y agua proveniente de glaciares que puede alcanzar resistividades de hasta 1000 ohm.m.

Algunos minerales como la pirita, galena y la magnetita son comúnmente malos conductores cuando se encuentran en forma masiva, pero sin embargo sus cristales individuales tienen una alta conductividad. La hematita y la esfalerita cuando están en estado puro son prácticamente aislantes, pero cuando se combinan con impurezas se convierten en buenos conductores con resistividades muy bajas (~ 1 ohm.m). Por otro lado, el grafito diseminado puede reducir la resistividad de rocas que de otro modo serían malas conductoras. Para las rocas que tienen una composición variable, tal como las rocas sedimentarias que se forman a partir de estratificación gradual, la resistividad refleja las diferentes proporciones de contenidos minerales que la constituyen. Las resistividades de materiales arenosos son de aproximadamente 100 ohm.m y decrece con el incremento de contenido de arcilla a aproximadamente 40 ohm.m. Alrededor de este punto la arcilla se vuelve la componente dominante y los valores continúan bajando hasta aquellos más típicos de la arcilla. La arcilla libre de arena tiene valores de resistividad en el rango entre 1 y 10 ohm.m.

El objetivo de la mayor parte de los estudios actuales de resistividad eléctrica es obtener modelos de resistividad real del subsuelo debido a que son estos los que tienen significado geológico. La resistividad aparente es el valor obtenido como producto de la resistencia medida (R) y del factor geométrico (K) para un arreglo dado de electrodos. El factor geométrico toma en cuenta la configuración geométrica de los electrodos y proporciona un término que tiene unidades de longitud (metros), por lo cual la resistividad aparente (ρ_a) tiene las unidades ohm-metro.

Flujo de corriente en un medio homogéneo

Para un solo electrodo colocado en la superficie de un medio homogéneo de resistividad ρ , el flujo de corriente fluye radialmente alejándose del mismo (Figura 10). La caída de voltaje entre cualesquiera dos puntos sobre la superficie puede ser descrita por el gradiente del potencial ($-\delta V/\delta x$), el cual es negativo debido a que el potencial disminuye en la dirección del flujo de corriente. Las líneas de igual voltaje (llamadas equipotenciales) intersectan a las líneas de igual corriente en ángulos rectos.

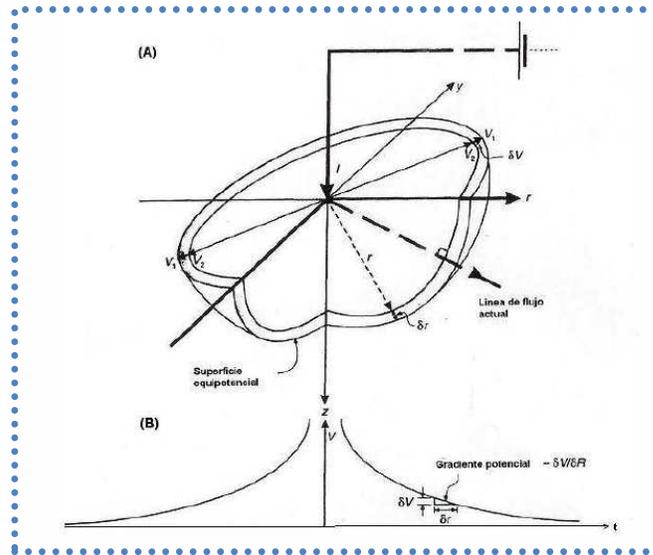


Figura 10. Representación tridimensional de una cascaron equipotencial alrededor de un electrodo puntual sobre un medio homogéneo semi-infinito (A). El potencial decae al aumentar la distancia de la fuente puntual.

La densidad de corriente J es igual a la corriente I dividida por el área sobre la cual se distribuye la corriente, en este caso un hemisferio cuya superficie es igual a $2\pi r^2$. Así, la densidad de corriente disminuye con el incremento de la distancia de la fuente de corriente. Por lo tanto, es posible calcular el voltaje a la distancia r desde el punto fuente de corriente a partir de la ecuación 6:

$$dV/dr = -\rho \cdot J = -\rho(I/2\pi r^2) \dots \dots \dots (6)$$

Integrando esta expresión se tiene que el voltaje V_r está dado por:

$$V_r = \int \partial v = - \int \rho(I/2\pi r^2) \partial r = \rho I / 2\pi \cdot 1/r \dots \dots \dots (7)$$

Si se utilizan no uno sino dos electrodos, se genera otra distribución de potencial (Figura 11) y en este caso la expresión modificada para obtener el potencial en cualquier punto de la superficie está dada por:

$$\delta V_{MN} = \rho I / 2\pi \{ [1/AM - 1/MB] - [1/AN - 1/NB] \} \dots \dots \dots (8)$$

en donde AM , MB , AN y NB están definidos en la Figura 11. Despejando de esta expresión la resistividad se tiene

$$\rho = 2\pi \delta V_{MN} / I \{ [1/AM - 1/MB] - [1/AN - 1/NB] \}^{-1} \dots \dots \dots (9)$$

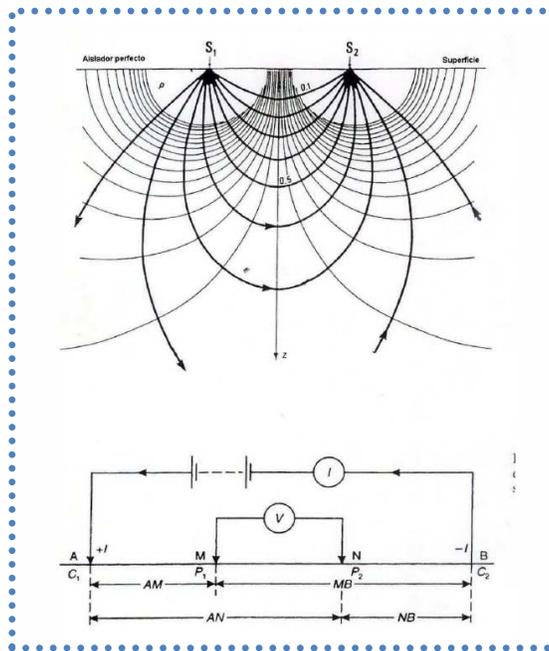


Figura 11. Líneas de corriente y equipotenciales producidas por dos electrodos (a). Forma generalizada de una configuración de dos electrodos para levantamientos de resistividad (b).

Configuración de Electrodo y Factores Geométricos

Caso general.- La ecuación anterior está compuesta por dos partes, una corresponde a la resistencia eléctrica (R; unidades ohm) y la otra describe la geometría de la configuración de los electrodos que se utilice. El factor geométrico está dado por:

$$K = 2\pi \left\{ \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] - \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right] \right\}^{-1} \dots \dots \dots (10)$$

Sus unidades están dadas en metros. En general el subsuelo no es en realidad un medio homogéneo y por lo tanto la resistividad obtenida no es una resistividad “verdadera” sino la resistividad aparente (ρ_a) que incluso puede tener valores negativos. Es muy importante recordar que la resistividad aparente no es una propiedad física del medio como lo es la resistividad real. Consecuentemente, todos los datos de resistividad de un levantamiento se refieren a la resistividad aparente en tanto que aquellas que se obtienen a partir de técnicas de interpretación son resistividades “verdaderas”. Para que al menos 50% de la corriente fluya a través de una interface a una profundidad de z metros dentro de una segunda capa, la separación de los electrodos de corriente debe ser de por lo menos el doble de la profundidad, pero preferiblemente de tres veces más.

Para sondeos muy profundos en donde la separación del electrodos es de varios kilómetros, la utilización de datos telemétricos se vuelve la única solución práctica. Sin embargo, se debe de enfatizar que es engañoso como regla general, igualar la profundidad de penetración con la separación de electrodos de corriente.

El valor de la resistividad aparente depende de la geometría del arreglo electródico que se utiliza, es decir, depende del factor geométrico K. Hay tres tipos principales de

configuraciones de electrodos, dos de las cuales se conocen por los nombres de sus creadores Wenner y Schlumberger, el tercero es conocido como dipolo-dipolo. La Figura 13 muestra en qué consisten estas configuraciones además de un cuarto tipo conocido como arreglo cuadrado. Existe una serie de subtipos que no son tratados aquí pero que pueden ser consultados en Telford et al. (1990).

Los arreglos dipolo-dipolo han sido extensivamente utilizados por geofísicos rusos desde 1950, y particularmente en Canadá en estudios de polarización inducida para exploración mineral y en EU en exploración de agua subterránea. Los diferentes tipos y estilos de configuración de electrodos tienen ventajas, desventajas y sensibilidades variables. Los factores que influyen en la elección del tipo de arreglo son el espacio disponible y la intensidad de labor de cada método. Otras consideraciones importantes son la sensibilidad a inhomogeneidades laterales y a interfaces inclinadas.

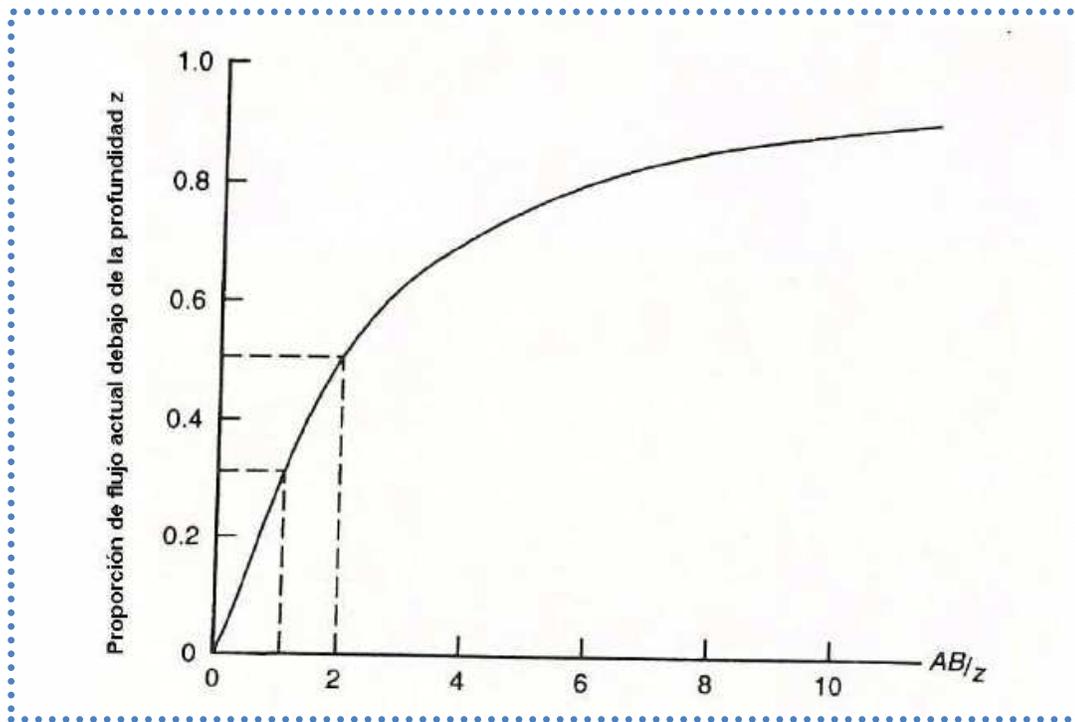


Figura 12. Proporción de corriente que fluye en el subsuelo a una profundidad z (m).

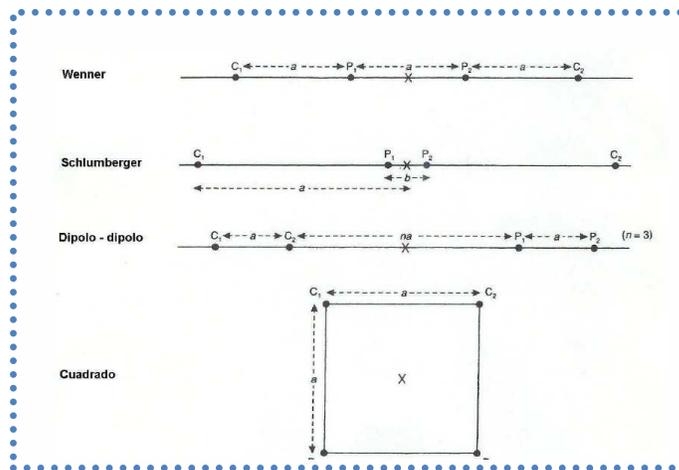


Figura 13. Configuraciones más comunes usadas en levantamientos eléctricos.

Tabla 2. Resistividades aparentes de arreglos electródicos comunes.

Arreglo	Resistividad Aparente
Wenner	$\rho_a = 2\pi aR$
Schlumberger	$\rho_a = 2\pi a^2 / b [1 - (b^2 / 4a^2)] R$
Dipolo-Dipolo	$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)aR$
Cuadrado	$\rho_a = \pi a(2 + \sqrt{2})R$

Un ejemplo gráfico de las diferentes respuestas de las tres principales configuraciones de electrodos está dada por las llamadas “secciones de contribución de señal” mostradas en la Figura 14. Estas secciones son diagramas de contornos de la contribución hecha por cada unidad de volumen del subsuelo al voltaje medido en la superficie. En la parte superior de esta figura se muestra la contribución de señal para el arreglo Wenner. Como se puede observar en la región cercana a la superficie las áreas positivas y negativas se cancelan unas con otras y la respuesta principal, originada desde lo profundo es mayormente plana. Esto indica que para un medio estratificado horizontalmente, el arreglo de Wenner tiene una resolución vertical alta. El arreglo Schlumberger por otro lado tiene una resolución vertical parecida pero nótese que la forma de la contribución de la señal a profundidad es cóncava hacia arriba. Para el arreglo dipolo-dipolo, la forma lobular de la señal indica una resolución vertical baja pero indica también que el arreglo es particularmente sensible a variaciones de resistividad laterales a profundidad, haciéndolo poco útil para sondeos verticales. Sin embargo esta sensibilidad puede ser utilizada para perfiles de resistividad o calicatas.

Un arreglo que rara vez es utilizado, pero que tiene grandes ventajas es el arreglo cuadrado. Esta es una forma especial de arreglo ecuatorial dipolo-dipolo para $n=1$. Este arreglo es particularmente útil para determinar variaciones azimutales de la resistividad. Intercambiando P1 y C2, el cuadro es rotado 90° y por lo tanto la resistividad aparente puede ser determinada para dos direcciones ortogonales. Para un medio uniforme las dos resistividades deberían de ser iguales, pero en donde existe una heterogeneidad en el subsuelo, entonces las dos resistividades diferirán.

El cociente de las dos resistividades es una indicación de la anisotropía transversal en el plano horizontal. Los perfiles y mapas de anisotropía transversa pueden ser

interpretados cualitativamente para ubicar zonas anómalas. Otra ventaja del arreglo cuadrado es que se presta para hacer mapas rápidamente. Moviendo dos electrodos a la vez el cuadro puede moverse a lo largo de la transversa. Se pueden obtener distribuciones de resistividad tridimensional al incrementar las dimensiones del cuadrado para aumentar la profundidad de penetración y repitiendo lo mismo en el área de estudio.

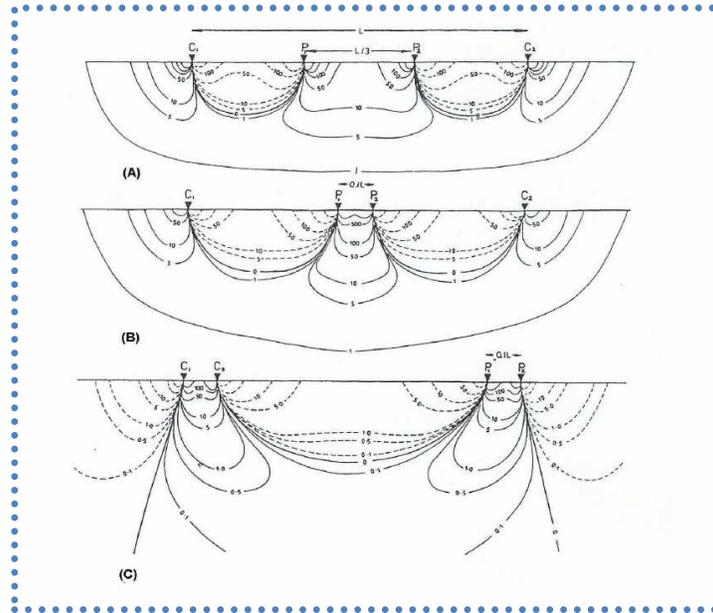


Figura 14. Secciones de contribución de señal para configuraciones de (A) Wenner, (B) Schlumberger y (C) dipolo-dipolo.

De todas las configuraciones de electrodos, el arreglo de cuadrado es el menos sensible a interfaces muy empinadas (Boadbent y Habberjam, 1970) y por lo tanto puede ser utilizado en situaciones en donde el subsuelo no esté conformado en capas horizontales. Siendo un método de campo de labor intensiva, normalmente se restringe a estudios de pequeña escala en donde la separación electródica es del orden de unos cuantos metros. La Tabla 3 muestra una guía general para el uso correcto de las configuraciones de electrodos dipolo-dipolo, Schlumberger, cuadrado y Wenner. Una consideración importante para la conveniencia de un arreglo dado es la escala a la cual será utilizado. Por ejemplo, el arreglo cuadrado no es apropiado para sondeos a profundidad (o Sondeos Electricos Verticales) o para calicatas (constant separation traversing o CST) utilizando un lado del cuadrado muy grande, pero es probablemente mejor opción que los arreglos Wenner o Schlumberger para aplicaciones muy superficiales (< 2m) tales como investigaciones arqueológicas.

Tabla 3. Comparación de los arreglos comúnmente utilizados en campo.

Criterios	Wenner	Schlumberger	Dipolo-Dipolo	Cuadrado
Resolución Vertical	+++	++	+	++
Profundidad de Penetración	+	++	+++	++
Conveniencia para SEV's	++	+++	+	-
Sensibilidad de orientación	SÍ	SÍ	MODERADO	NO
Sensibilidad para inhomogeneidades laterales	ALTO	MODERADO	MODERADO	BAJO
Labor intensiva	SI	MODERADO	MODERADO	SÍ
Disponibilidad de ayuda interpretacional	+++	+++	++	+
+=Pobre +++=Moderado ++++=Bueno -=Inadecuado				

Medio con resistividad variable.

Una sección geológica puede mostrar una serie de interfaces definidas litológicamente, las cuales no necesariamente coinciden con los límites identificados eléctricamente. Por ejemplo, en un acuífero no confinado de arenisca existe una zona de capilaridad por encima del nivel del agua que hace que el límite entre “seco” y “saturado” sea difuso. Adicionalmente, diferentes litologías pueden tener la misma resistividad y por lo tanto, formar una sola unidad eléctrica.

Una unidad geoelectrica se caracteriza por dos parámetros básicos:

La resistividad da la capa (ρ_i) y su espesor (t_i), en donde i se refiere a la i -ésima capa (con $i = 1$ para la capa superficial). Se pueden derivar cuatro parámetros eléctricos adicionales para cada capa a partir de su resistividad y espesor respectivos. Estos son la conductancia longitudinal (S_L ; unidades mS), la resistencia transversal (T ; unidades ohm.m^2), la resistividad longitudinal (ρ_L ; unidad ohm.m) y la resistividad transversal (ρ_T ; unidad ohm.m). En la Figura 15 se muestra conceptualmente cada uno de estos parámetros y cuya definición se encuentra en la Tabla 4. Al conjunto de estos parámetros para un medio estratificado se les conoce como parámetros de Dar Zarrouk. La importancia de la conductancia longitudinal para una capa en particular es que demuestra que no es posible conocer simultáneamente la conductividad (o resistividad) verdadera de un estrato y su espesor, lo cual lleva al concepto de equivalencia de la capa. Por ejemplo, las capas con la combinación de resistividad de 80 ohm.m y espesor de 4 m y de 120 ohm.m y 6 m respectivamente son eléctricamente equivalentes. El fenómeno de equivalencia se presenta tanto en la interpretación de curvas de sondeos como en datos eléctricos obtenidos a partir de métodos de inducción electromagnética.

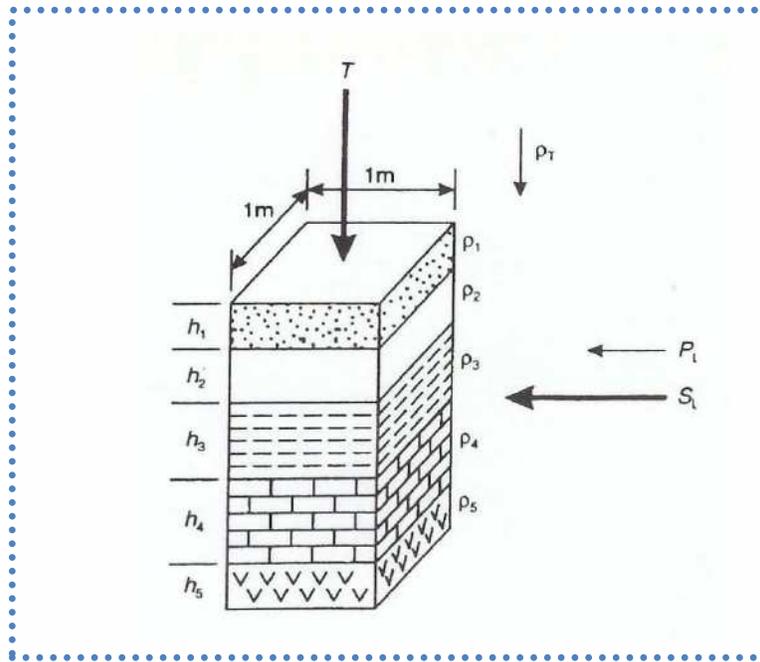


Figura 15. Espesores (h) y resistividades (r) reales de una secuencia estratigráfica y representación esquemática de los parámetros de Dar Zarrouk.

Tabla 4. Definiciones de los parámetros de Dar Zarrouk.

Parámetro	Definición
Conductancia Longitudinal	$S_L = h/\pi = h \cdot \sigma$
Resistencia Transversal	$T = h \cdot \rho$
Resistividad Longitudinal	$\rho_L = h/s$
Resistividad Transversal	$\rho_T = T/h$
Anisotropía	$A = \rho_T/\rho_L$

Para un medio estratificado de n capas se tiene que la conductancia longitudinal y la resistencia transversal están dadas respectivamente por:

$$S_L = \sum_{i=1}^n (h_i/\rho_i) = h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2 + h_3/\rho_3 + \dots + h_n/\rho_n \dots \dots \dots (11)$$

Y

$$T = \sum_{i=1}^n (h_i \rho_i) = h_1 \rho_1 + h_2 \rho_2 + h_3 \rho_3 + \dots + h_n \rho_n \dots \dots \dots (12)$$

2.2. Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's)

En los SEV, cuando la distancia entre los electrodos se aumenta la profundidad de la corriente que penetra al subsuelo se incrementa también. En el caso del arreglo dipolo-dipolo, el incremento de la profundidad de penetración se obtiene a partir del aumento de la separación entre los dos dipolos y no por el incremento de la longitud de los dipolos. El punto de medición se toma como el punto medio del arreglo de electrodos. Para sondeos a profundidad, la medición de resistencia ($\delta V/I$) se realiza a la separación más corta de electrodos y progresivamente a mayores separaciones electrónicas. Para cada separación de electrodos se calcula un valor de resistividad aparente (ρ_a) usando la resistencia medida y el factor geométrico apropiado para la configuración de electrodos y la separación que está siendo utilizada. Los valores de resistividad aparente se grafican en una en una “curva de campo” (Figura 16). Los ejes X y Y de la gráfica representan los valores logarítmicos de la separación media de los electrodos ($AB/2$) y la resistividad aparente (ρ_a) respectivamente.

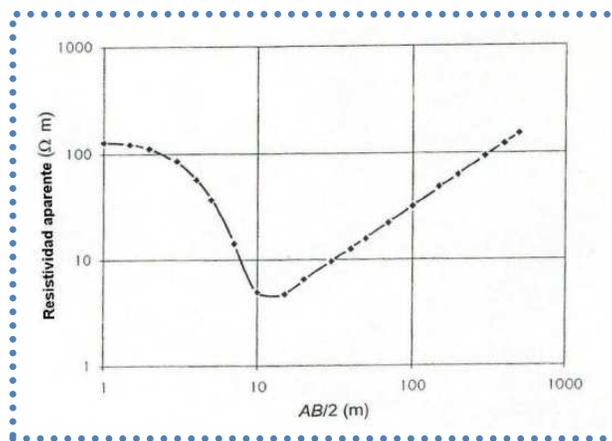


Figura 16. Sondeo eléctrico vertical (SEV) que muestra la resistividad aparente en función del espaciamiento medio del dipolo de corriente.

En el caso del arreglo de Wenner, los cuatro electrodos tienen que ser desplazados a nuevas posiciones mientras que aumenta el espaciamiento entre los electrodos (Figura 17A). El sistema offset de Wenner (Figura 17B) puede ser también usado para trabajar con cables múltiples. Los conectores especiales espaciados a intervalos logarítmicos permiten que el sondeo Wenner sea realizado usando una caja de interruptores que evita la necesidad de cambiar físicamente las conexiones de electrodos. En caso del arreglo Schlumberger (Figura 17C) los electrodos de potencial (P1P2) se colocan a una separación fija (b) que no debe ser mayor a un quinto del espacio medio de los electrodos de corriente (a). Los electrodos de corriente son progresivamente colocados a mayores distancias. Cuando el voltaje entre P1 y P2 cae a valores muy bajos debido a la caída progresiva del potencial por el incremento en la separación de los electrodos de corriente, la separación de los electrodos de potencial tiene que ser aumentada (espaciamiento b_2). En tanto que las mediciones continúan la separación de los electrodos de potencial tiene que ser incrementada en caso de que sea necesario hasta que el SEV se concluya. Un SEV utilizando el arreglo Schlumberger necesita menos espacio que cualquiera de los dos métodos del arreglo Wenner y requiere también de menos cambios de electrodos.

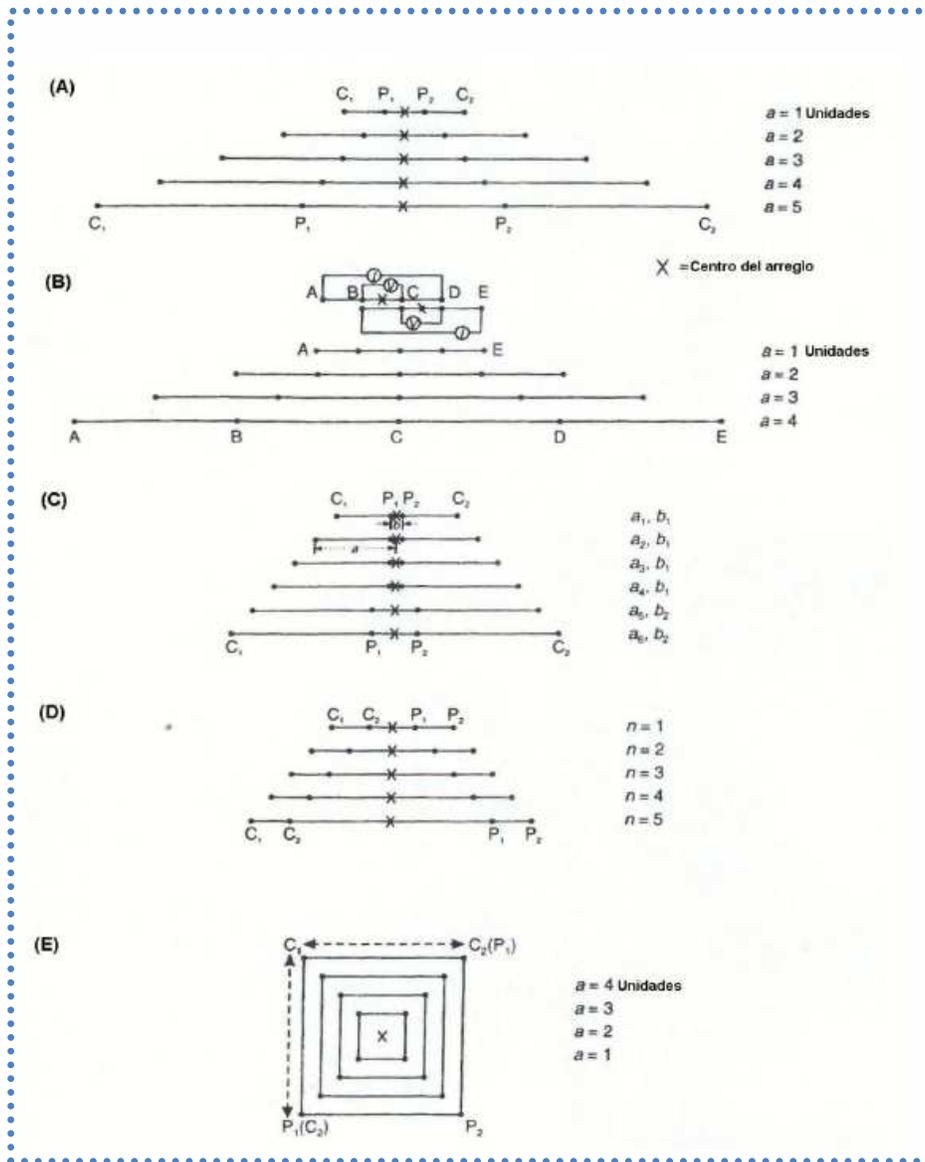


Figura 17. Arreglos expandidos con posiciones de electrodos sucesivas para arreglos de: (A) Wenner, (B) Wenner offset, (C) Schlumberger, (D) dipolo-dipolo y (E) cuadrado.

El arreglo dipolo-dipolo raramente es utilizado para realizar sondeos verticales ya que normalmente requiere de generadores muy potentes. Una vez que la longitud del dipolo ha sido elegida, es decir, la distancia entre dos electrodos de corriente y los dos de potencial, la distancia entre los dos dipolos se aumenta progresivamente para producir el sondeo (Figura 17D). El arreglo de cuadro es aun mas raramente utilizado para sondeos a gran escala ya que la configuración es relativamente problemática para este propósito (Figura 17E). La mayor ventaja de este arreglo es la simplicidad del método cuando se realiza un mallado a pequeña escala.

2.3. Descripción de la adquisición de datos (Método Empleado).

El levantamiento de los datos de campo se realizó durante los días 20 y 21 de Noviembre de 2007, en donde se efectuaron 11 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) con arreglo electródico tipo Schlumberger. De acuerdo a la distribución de electrodos asignados a este arreglo, los de potencial se colocaron a una separación fija que no fue mayor a un quinto del espacio medio de los electrodos de corriente, en donde estos últimos fueron progresivamente colocados a mayores distancias con el objetivo de lograr mayores profundidades de prospección.

Debido a la constante caída de potencial por el incremento en la separación de los electrodos de corriente, fue necesario realizar “traslapes”, los cuales consisten en aumentar la separación de los electrodos de potencial; dicho procedimiento debió repetirse tantas veces como fue registrada la pérdida del mismo hasta que el SEV finalizó.

El proyecto se determinó para dos zonas:

Zona 1. Consta de tres sondeos ubicados en la “Barrera de Arena” y denominados SEV1B, SEV2B, y SEV3B; específicamente se encuentran ubicados a lo largo de la Laguna de Cuyutlán y aproximadamente a 21 km al SE de la ciudad de Manzanillo. La distancia entre los centros de sondeo fue de 3500 m, mientras que su abertura en AB/2 es de 46 m por lo que la profundidad de penetración aproximada fue de 15 m (Figura 18).

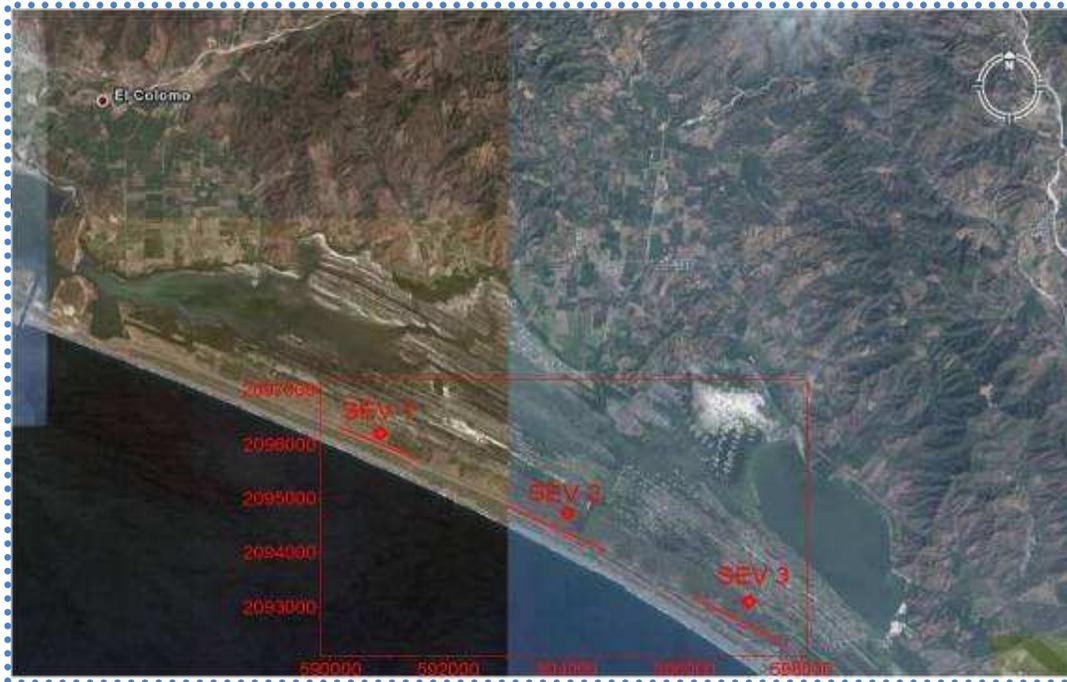


Figura 18. Localización de los tres sondeos levantados a lo largo de la barra de arena, próxima a la Laguna de Cuyutlán.

Zona 2. Está compuesta de ocho sondeos denominados SEV1H, SEV2H, SEV3H, SEV4H, SEV5H, SEV6H, SEV7H y SEV8H localizados en la zona del humedal, aproximadamente a 9 km al SW del poblado de Armería. El espaciamiento promedio entre ellos fue de 500 m, sin embargo, por dificultades en campo referidas a la selección del sitio apropiado para la colocación del tendido, el SEV1H tuvo una separación de 1000 m con respecto al sondeo SEV2H. La abertura en AB/2 para este caso fue de 146 m por lo que la profundidad de penetración aproximada fue de 48 m (Figura 19).



Figura 19. Ubicación de los ocho sondeos levantados en la zona del humedal.

Cabe señalar que, debido a distintas condiciones superficiales y del entorno que limitaban el paso de la corriente a través del medio y la longitud de los tendidos, el número de traslapes realizados en los sondeos no fue el mismo para ambas zonas. A continuación se describe el número de traslapes realizados:

Zona 1: 2 traslapes: 0.5m-4.5m y 4.5m a 15m.

Zona 2: 1 traslape: 0.5m a 4.5m

Es de relevante importancia señalar que en la zona del humedal se localizaron 4 pozos (norias) que fueron de gran ayuda para la caracterización de la infiltración salina y los niveles estáticos de la zona de estudio.

2.4. Equipo de Prospección Utilizado en el Estudio.

El equipo implementado en el estudio fue un resistivímetro de la marca “Iris Instruments”, modelo Syscal R1 Plus (Figura 20) cuyas especificaciones son las que a continuación se muestran:

Transmisor:

- Resolución: $10\mu\text{A}$
- Precisión: 0.3 %
- Máxima salida de corriente: 2.5 A
- Máxima salida de voltaje: 600 V
- Máxima salida de potencia : 200 W
- Duración del pulso: 0.5 s, 1 s y 2 s

Receptor:

- Resolución: $1\mu\text{V}$
- Convertidor A/D: 20 Bit
- Precisión: 0.3 %
- Impedancia de salida: 10 Mohms
- Rango de salida de voltaje: $\pm 10\text{V}$

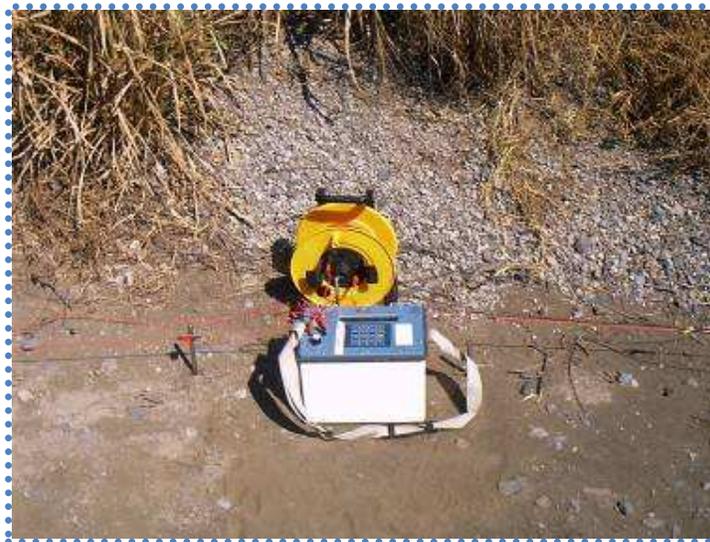


Figura 20. Equipo Utilizado durante el levantamiento: Syscal R1 Plus.

Para el caso de la georeferenciación de cada uno de los sondeos, además de los pozos, se utilizó un GPS Autónomo de la marca Garmin, con la opción habilitada WAAS (Wide Area Augmentation System) logrando mejorar notablemente la precisión.

3. CARACTERIZACIÓN DE LAS PRINCIPALES UNIDADES GEOELÉCTRICAS

3.1. Criterios de Investigación y de Ejecución del Método de Interpretación.

Durante la aplicación del método y a partir del arreglo Schlumberger se obtuvieron datos que sirvieron para la generación, en primera instancia, de las secciones de resistividad aparente, cuya finalidad fue la de otorgar una primera idea de la distribución litológica y de la intrusión salina a partir de la distribución de la resistividad aparente en planta y distintas profundidades, referida a la totalidad de los SEV's ejecutados en la zona de interés, ocho para el Humedal y 3 para la Barrera de Arena. El total de mapas obtenidos a partir de los registros va de acuerdo a las profundidades de investigación, las cuales se definieron mediante un criterio de representatividad del medio en cuestión, en donde se consideró que los principales trazadores u horizontes de investigación fueran los siguientes:

1. 2 m
2. 5 m
3. 11 m
4. 15 m
5. 23 m
6. 33 m
7. 48 m

Cabe mencionar que la profundidad de investigación estimada se considera $1/3$ de la abertura en $AB/2$.

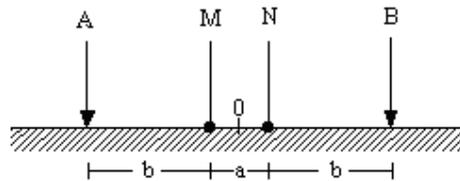


Figura 21. Esquema representativo del arreglo Schlumberger. A y B electrodos de corriente, M y N electrodos de potencial.

La localización de cada uno de los sondeos anteriormente descritos está expresada en coordenadas UTM y utilizando el Datum WGS84 como referencia:

Tabla 5. Coordenadas UTM de los Sondeos Eléctricos Verticales.

Nombre	Norte	Este
SEV1B	2096217	590848
SEV2B	2094747	594027
SEV3B	2093115	597097
SEV1H	2092414	602630
SEV2H	2091768	601392
SEV3H	2091489	600841
SEV4H	2091413	599753
SEV5H	2090698	601178
SEV6H	2091236	601138
SEV7H	2091454	602062
SEV8H	2091182	602964

Para el caso de los pozos, que sirvieron como método de calibración de los resultados obtenidos a partir de la prospección, se obtuvieron las siguientes coordenadas UTM, utilizando el Datum WGS84:

Tabla 6. Coordenadas UTM de los Pozos.

Nombre	Norte	Este
POZO 1	2092510	602544
POZO 2	2091260	599625
POZO 3	2090700	601197
POZO 4	2091482	602043

3.2. Mapas de Isoresistividad Aparente

A continuación se muestran los mapas de isoresistividad de acuerdo a las profundidades propuestas anteriormente. Las unidades se muestran en ohm.m:

BARRERA DE ARENA

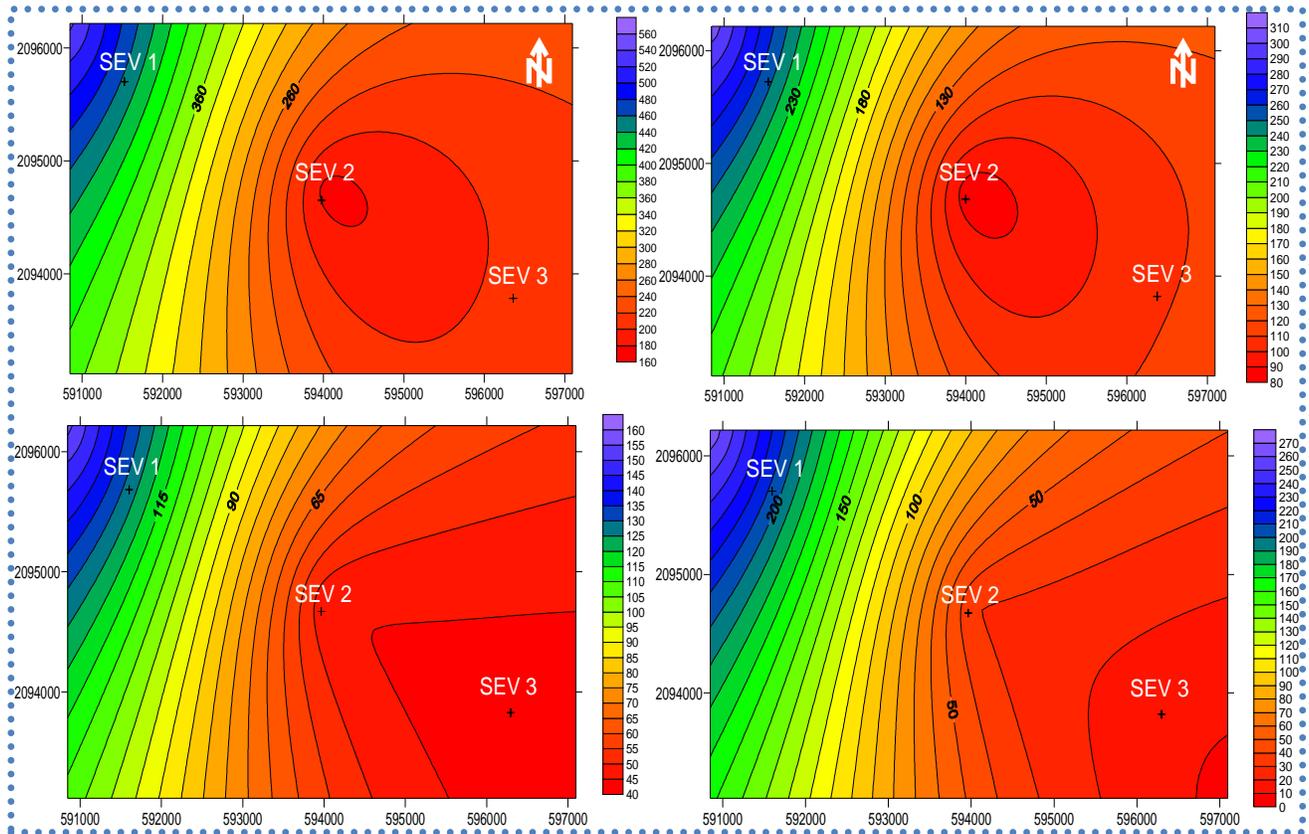


Figura 22. Mapas de isoresistividad para $AB/2=4.5, 7, 10$ y 15 .

ANÁLISIS FIGURA 22. Para estos primeros casos, que representan a las regiones más someras, es posible observar la región más resistiva, con valores de hasta 560 ohm.m, que se refiere primordialmente a materiales poco consolidados o arenosos. También es posible caracterizar regiones intermedias que se suponen como intercalaciones de distintos materiales y el inicio de la capa caracterizada por materiales arcillosos.

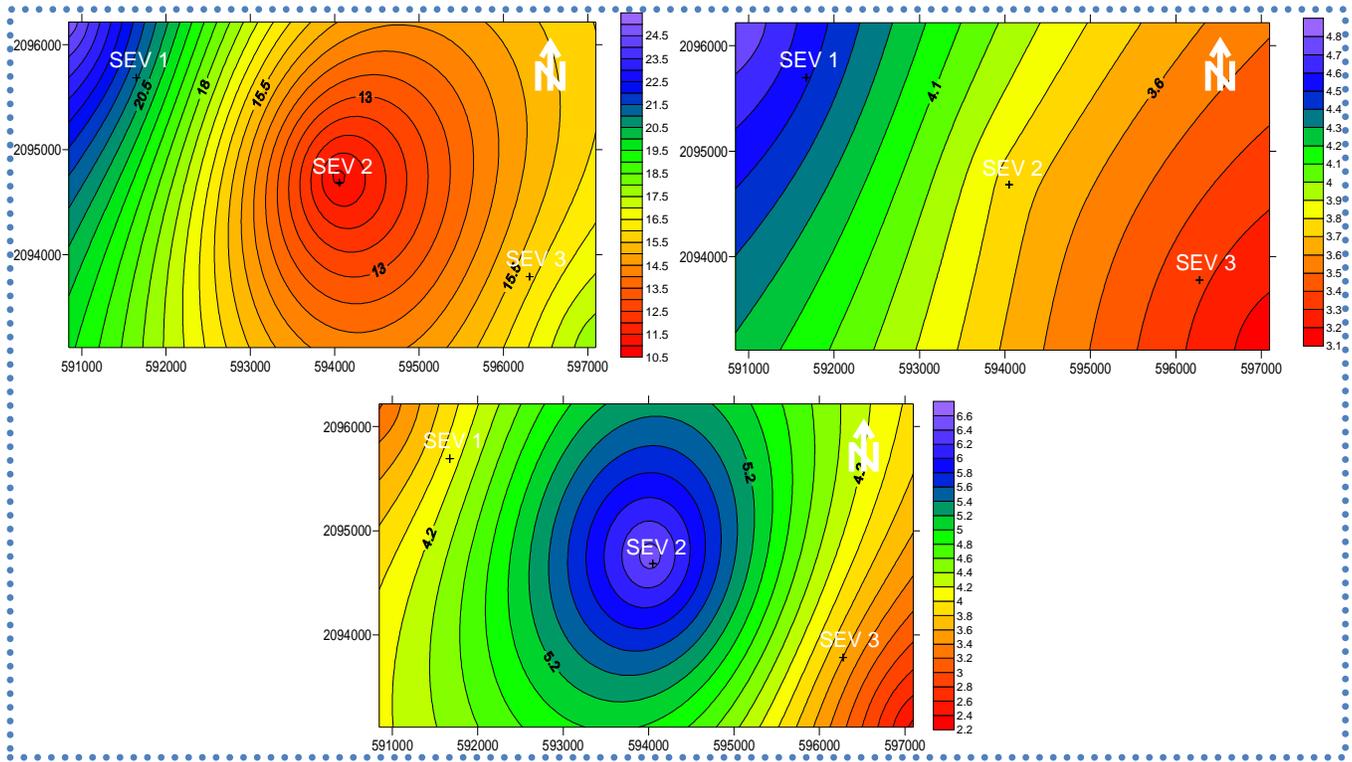


Figura 23. Mapas de iso-resistividad para $AB/2= 22, 32$ y 46 .

ANÁLISIS FIGURA 23. En el caso de $AB/2= 22, 32$ y 46 se hacen evidentes las capas con menor resistividad, indicándonos la presencia de materiales arcillosos y la intrusión salina, esta última caracterizada por resistividades menores a 1 ohm.m .

Pseudosecciones de Resistividad Aparente Colocadas de Acuerdo
a Abertura $AB/2$
(Profundidad de Investigación Aproximada = $1/3 (AB)$)

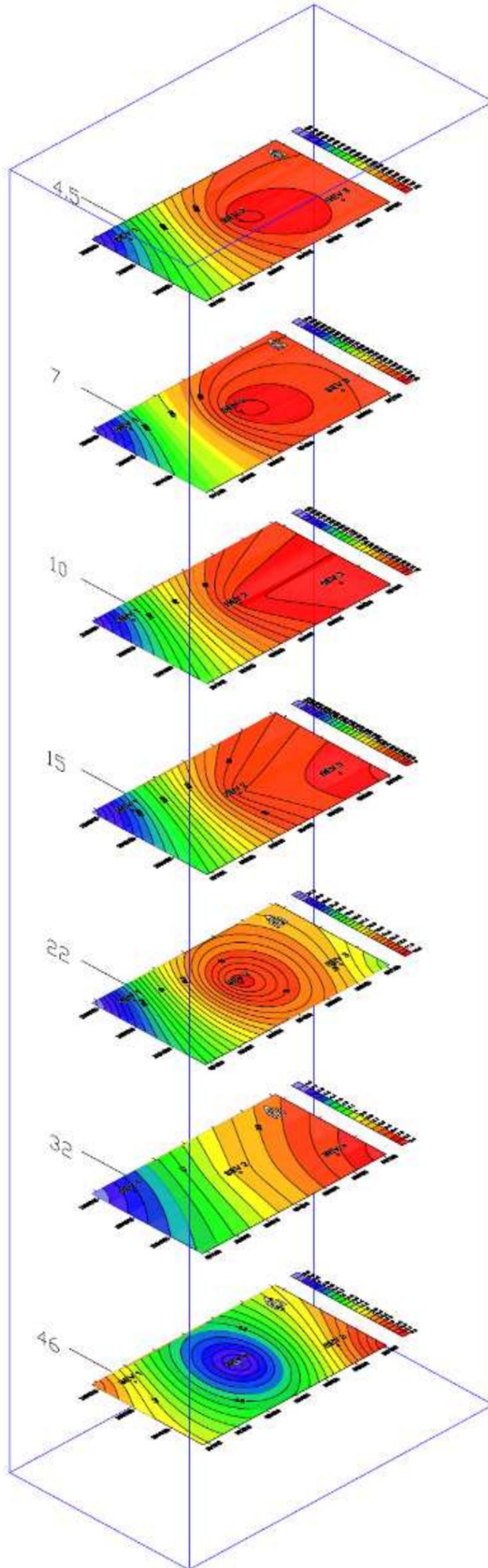


Figura 24. Mapas de iso-resistividad para “Barra de Arena”, colocados de acuerdo a abertura $AB/2$.

HUMEDAL

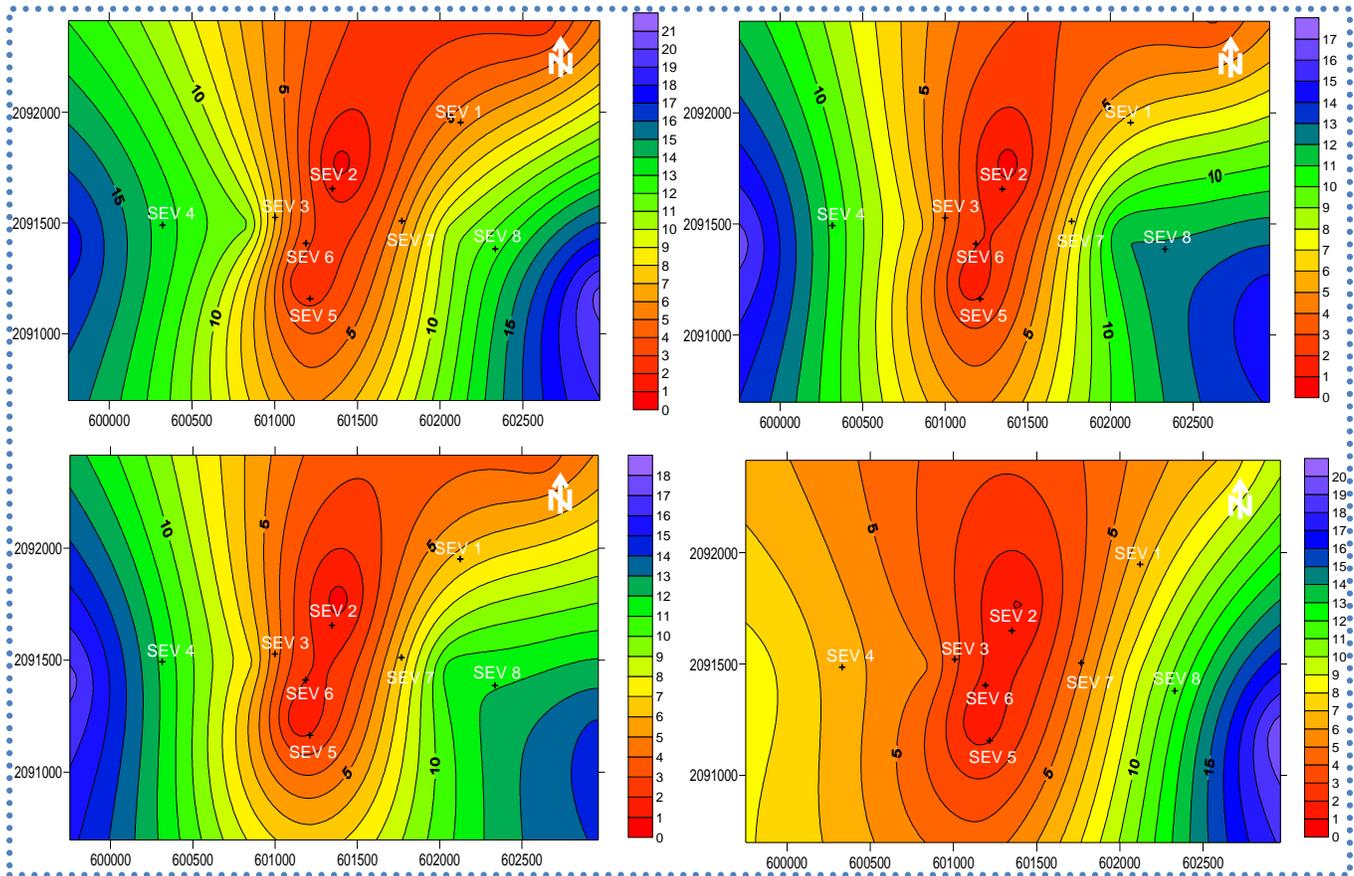


Figura 25. Mapas de iso-resistividad para $AB/2=4.5, 7, 10$ y 15 .

ANÁLISIS FIGURA 25. Para el caso de la zona del humedal las regiones más resistivas, no mayores a los 21 ohm.m, se caracterizan por materiales arcillosos y predominantemente saturados de agua. Es importante destacar la anomalía de distribución Norte-Sur, que se refiere al frente salino proveniente de la Laguna de Cuyutlán, con resistividades que van de los 0 a los 5 ohm.m.

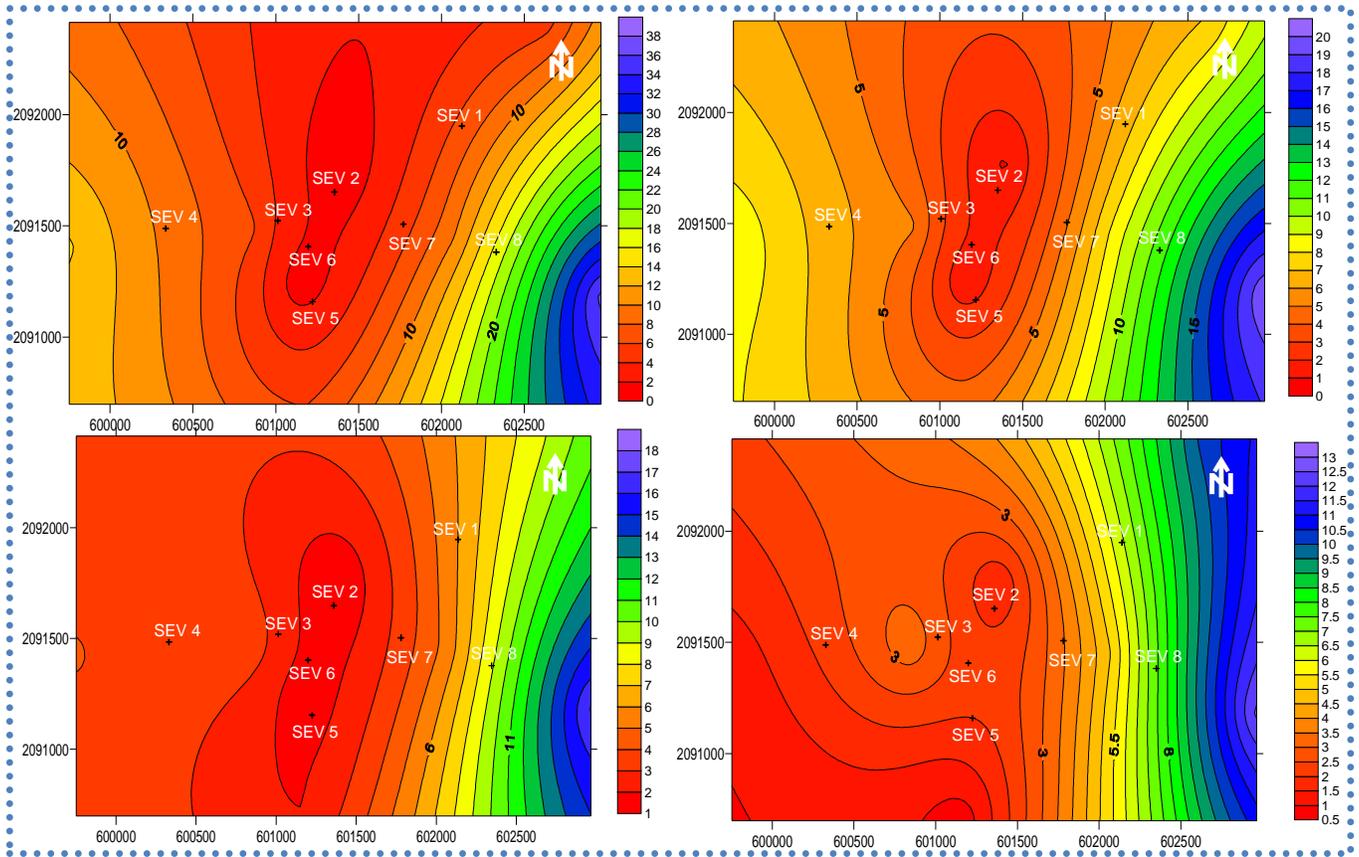


Figura 26. Mapas de iso-resistividad para $AB/2= 22, 32, 46$ y 68 .

ANÁLISIS FIGURA 26. Conforme se va profundizando, gracias al aumento en AB , fue posible observar un aumento en la distribución de resistividades bajas en dirección Oeste-Este, debido al frente salino proveniente del mar, localizado, aproximadamente, a 800 m del sondeo más cercano.

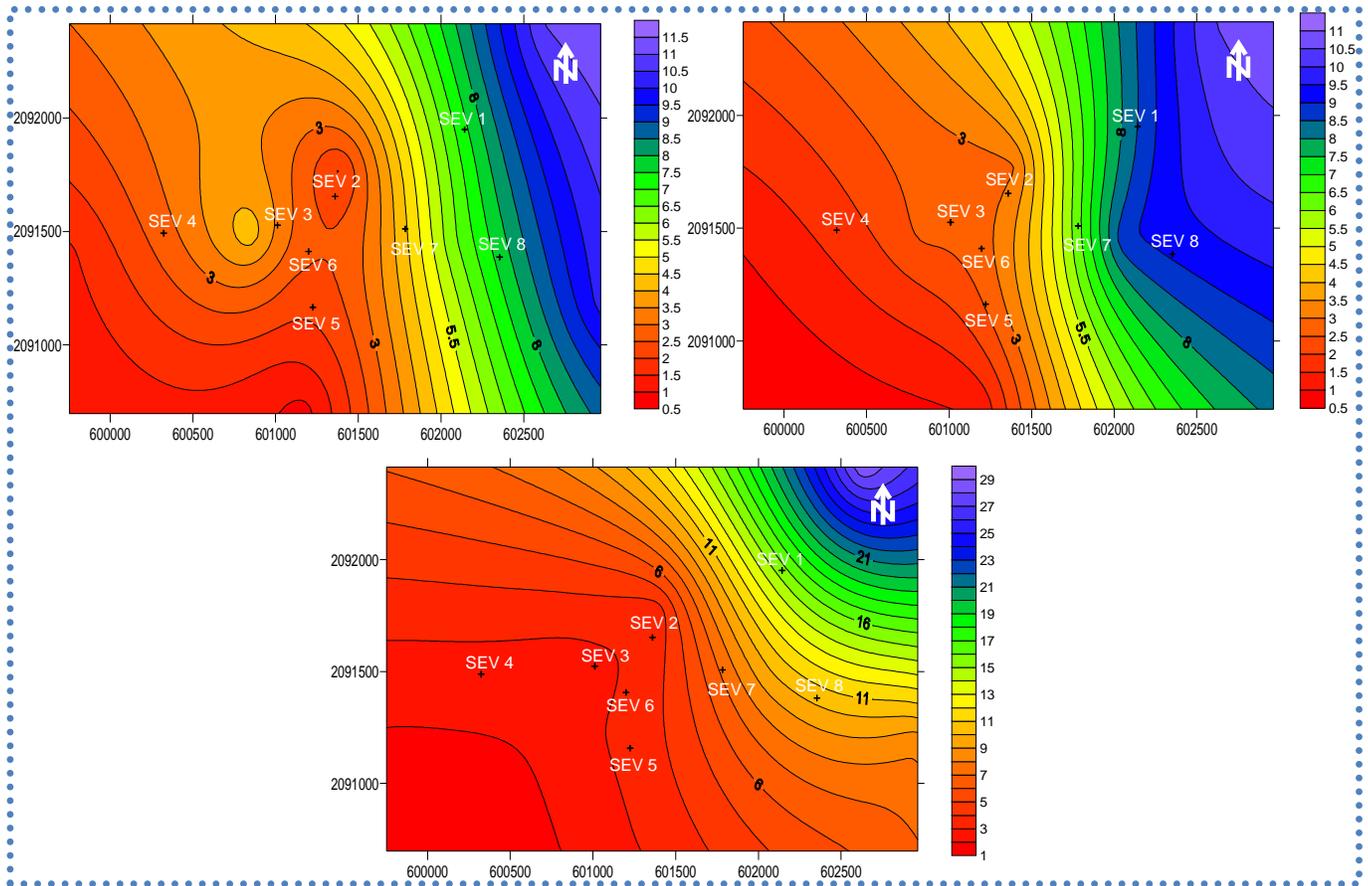


Figura 27. Mapas de isoresistividad para $AB/2=100$ y 145 .

ANÁLISIS FIGURA 27. Para estos últimos casos, el aumento en los valores de resistividad se manifiesta a partir del sondeo 7H, lo cual indica que, conforme se va adentrando en el continente, la contribución del frente salino se hace menos tangible.

Pseudosecciones de Resistividad Aparente Colocadas de Acuerdo
a Abertura AB/2
(Profundidad de Investigación Aproximada = 1/3 (AB))

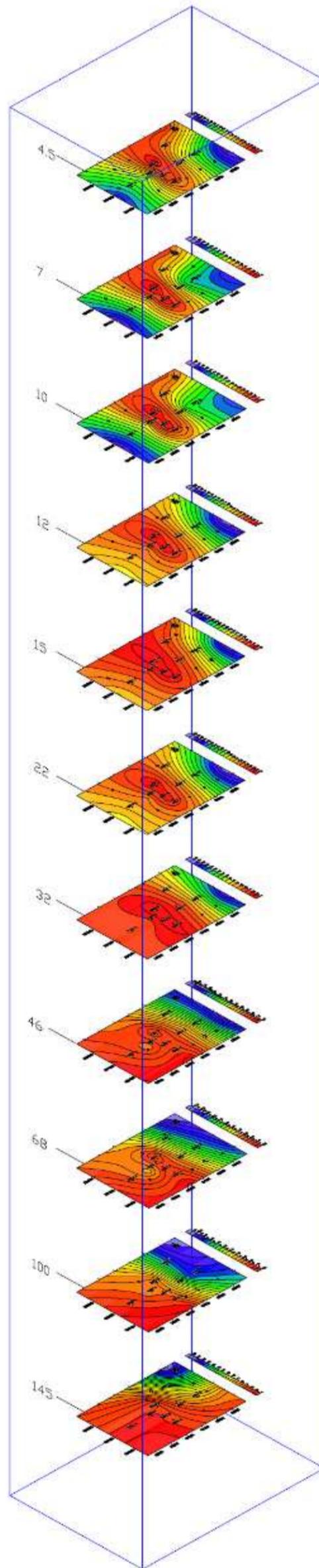


Figura 28. Mapas de iso-resistividad para “Humedal” colocados de acuerdo a Abertura AB/2.

3.3. Procesamiento

Una vez obtenidos los mapas de isoresistividad se procedió al procesamiento e interpretación en 1D de los datos de campo, para lo cual se utilizó la siguiente paquetería:

- RESIX PLUS.- Con él se llevó a cabo el procesamiento de los datos, para posteriormente interpretar y generar los modelos que posteriormente se muestran en la tesis.
- IPI2WIN.- Programa que se utilizó para la corroboración e interpretación de los modelos obtenidos a partir del software RESIX PLUS.

Cabe destacar que trabajos referidos a la geología de la zona de estudio sirvieron para la calibración de los modelos obtenidos a partir del procesamiento de los datos. En la prospección eléctrica existe un principio conocido como “Principio de Equivalencia” que señala que para una misma caracterización geológica se puede tener más de un modelo geológico, lo que conlleva a un problema si no se tiene información complementaria que lleve al modelo más real de acuerdo a las características geológicas y la distribución litológica en la zona de interés.

Barrera de Arena

Lo anterior se muestra a continuación para el caso de la barrera de arena, donde la Figura 29 indica los valores de ρ_a mediante las curvas sintéticas de los tres modelos obtenidos en el sitio con respecto a los datos de campo, mostrados en puntos de color verde. En la parte inferior de cada uno de los gráficos es posible observar las resistividades y profundidades reales además del número de capas. A partir de estos tres modelos se generó la sección geológica que también se muestra en la misma figura.

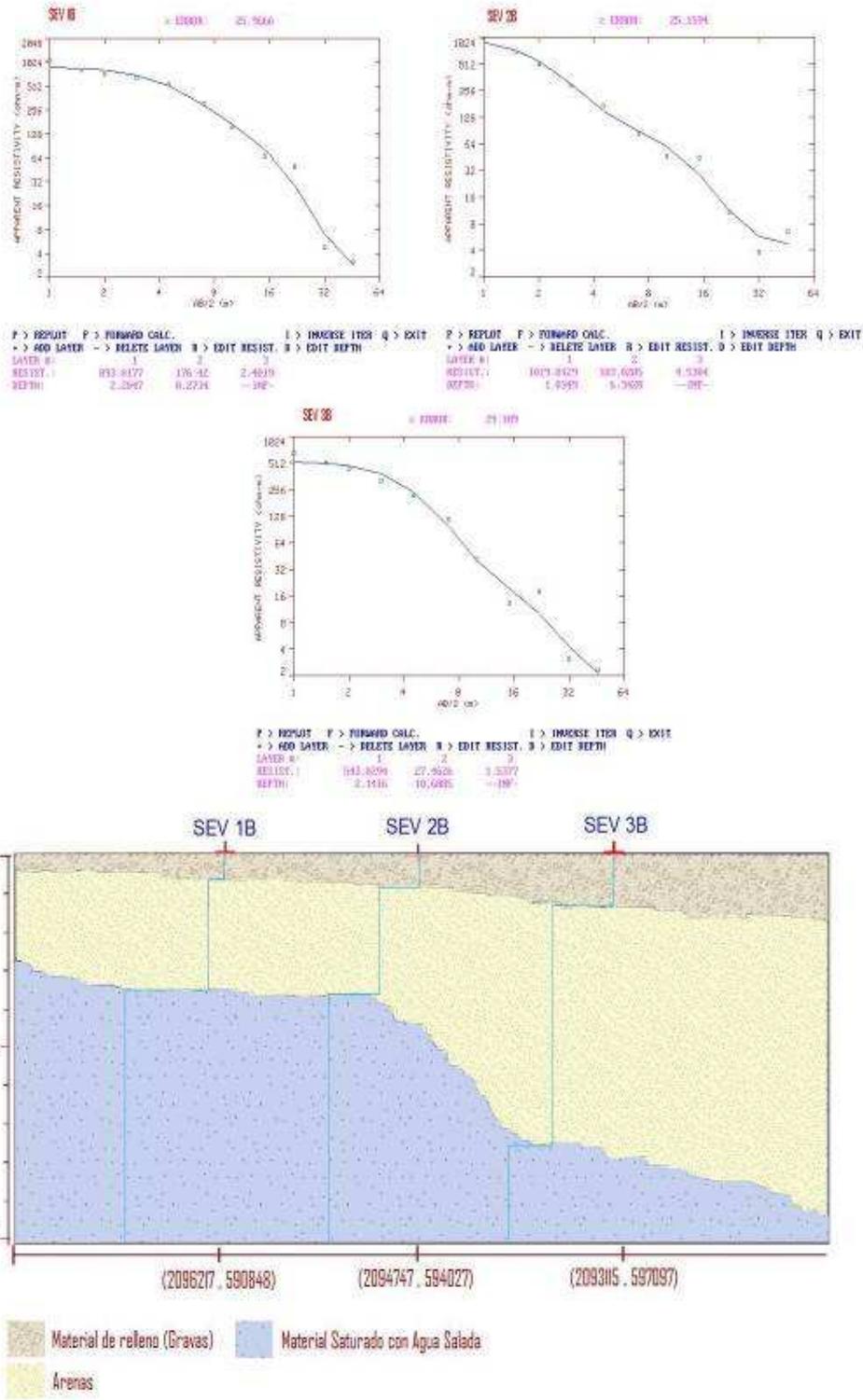


Figura 29. Sección Geológica Barrera de Arena, Inferida a partir de Sección Geoeléctrica.

Humedal

En este caso se obtuvieron 8 modelos a partir de la interpretación cualitativa de las profundidades y resistividades reales proporcionadas por el software mencionado anteriormente. Posteriormente se realizó una sección geológica referida a los sondeos 2, 3 y 4 que son los que, de acuerdo a su ubicación y distribución en el terreno, se aproximaban más a la colinealidad referida a sus centros de sondeo.

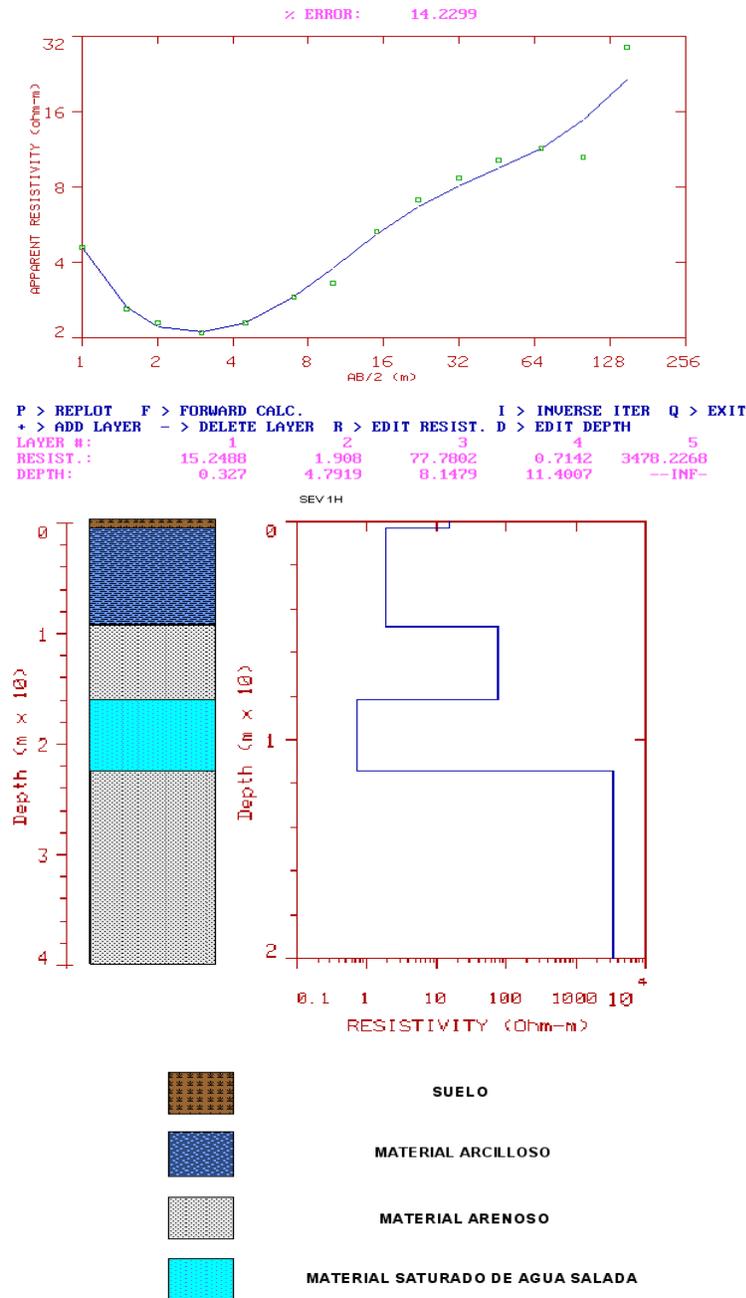
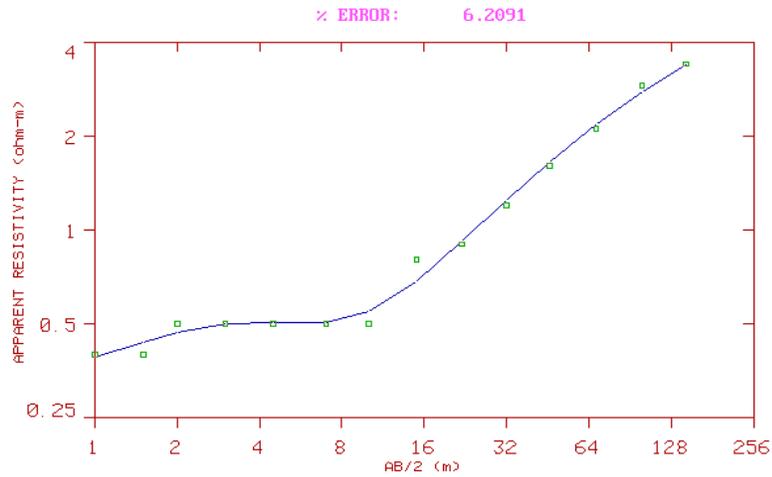


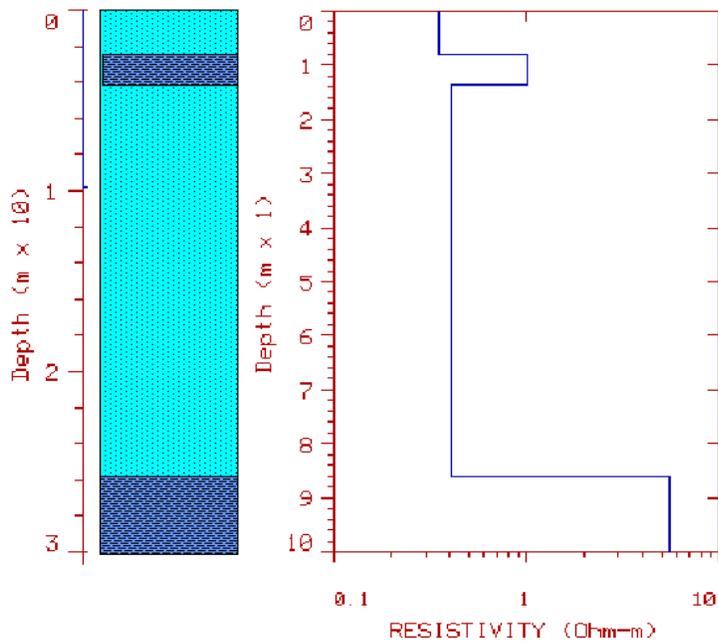
Figura 30. Interpretación SEV 1H, Humedal.



```

P > REPLOT  F > FORWARD CALC.          I > INVERSE ITER  Q > EXIT
+ > ADD LAYER  - > DELETE LAYER  R > EDIT RESIST.  D > EDIT DEPTH
LAYER #:      1      2      3      4
RESIST.:      0.348  1.0021  0.4095  5.5397
DEPTH:        0.795  1.3592  8.6167  --INF--
  
```

SEV 2H

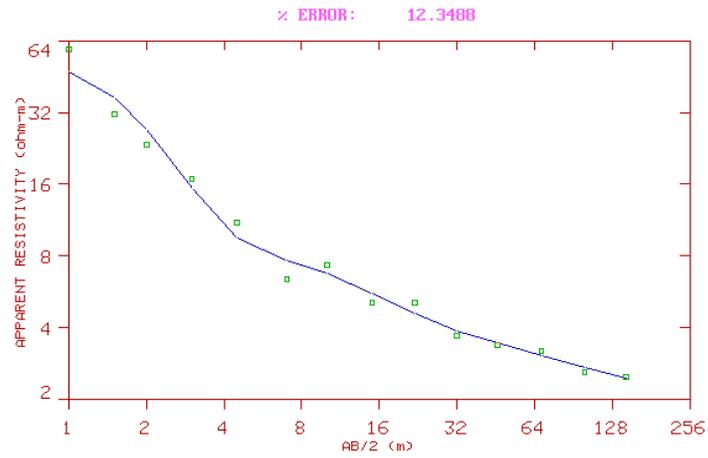


MATERIAL SATURADO DE AGUA SALADA



MATERIAL ARCILLOSO SATURADO DE AGUA SALADA

Figura 31. Interpretación SEV 2H, Humedal.



```

P > REPLOTT  F > FORWARD CALC.          I > INVERSE ITER  Q > EXIT
+ > ADD LAYER - > DELETE LAYER  R > EDIT RESIST.  D > EDIT DEPTH
LAYER #:      1          2          3          4
RESIST.:      56.0565    7.6806    3.5043    2.2134
DEPTH:        0.8987    7.4052    37.9844    --INF--
SEV 3H
  
```

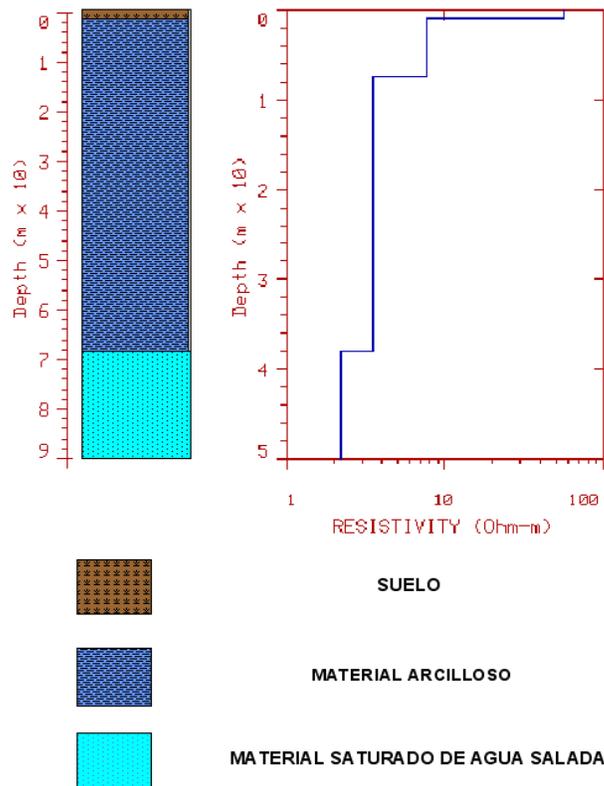


Figura 32. Interpretación SEV 3H, Humedal.

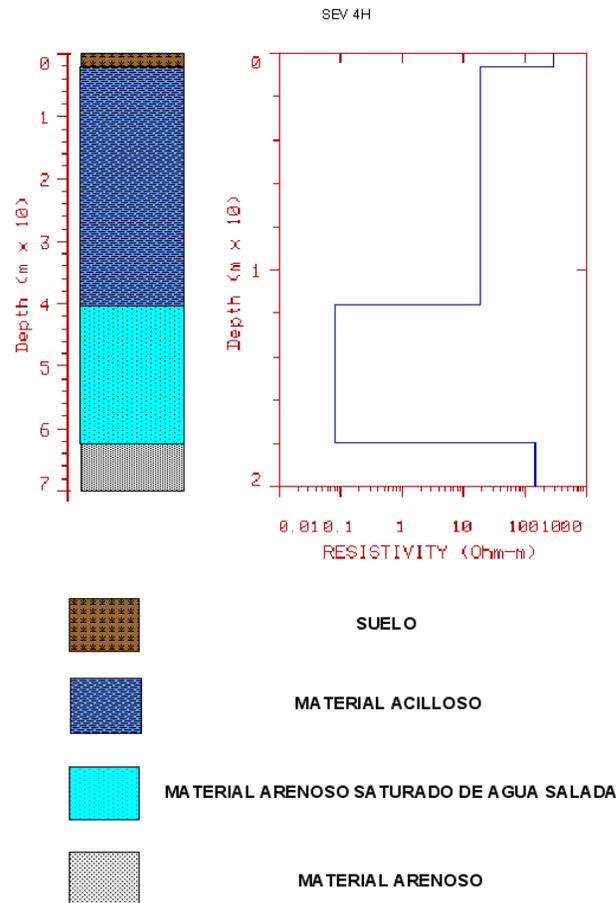
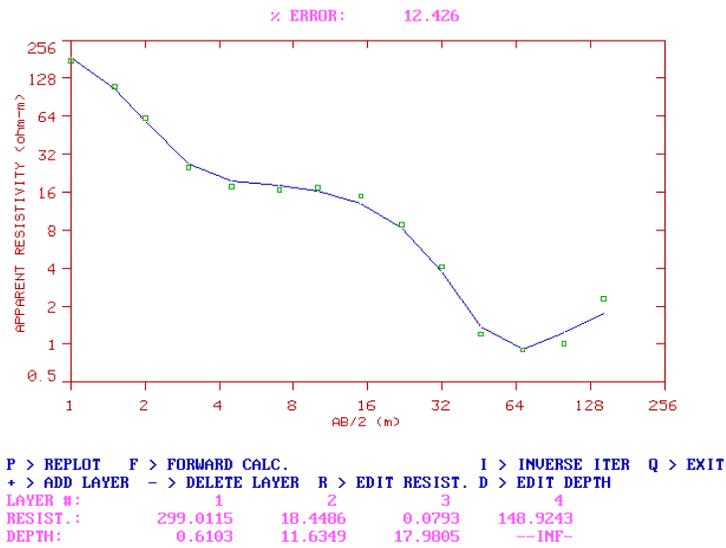


Figura 33. Interpretación SEV 4H, Humedal.

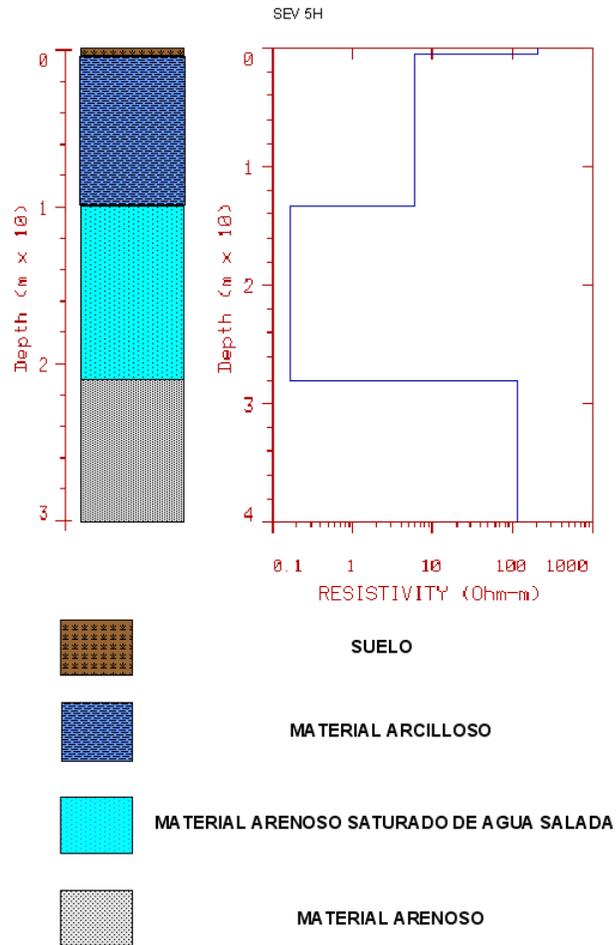
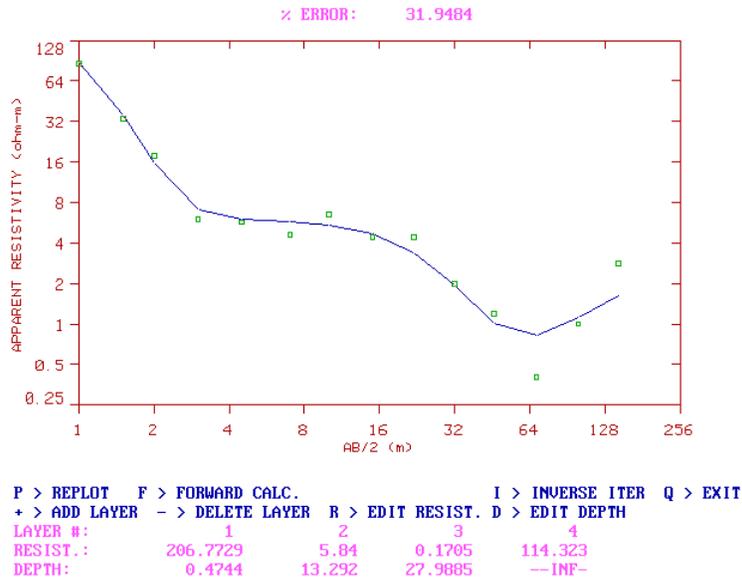


Figura 34. Interpretación SEV 5H, Humedal.

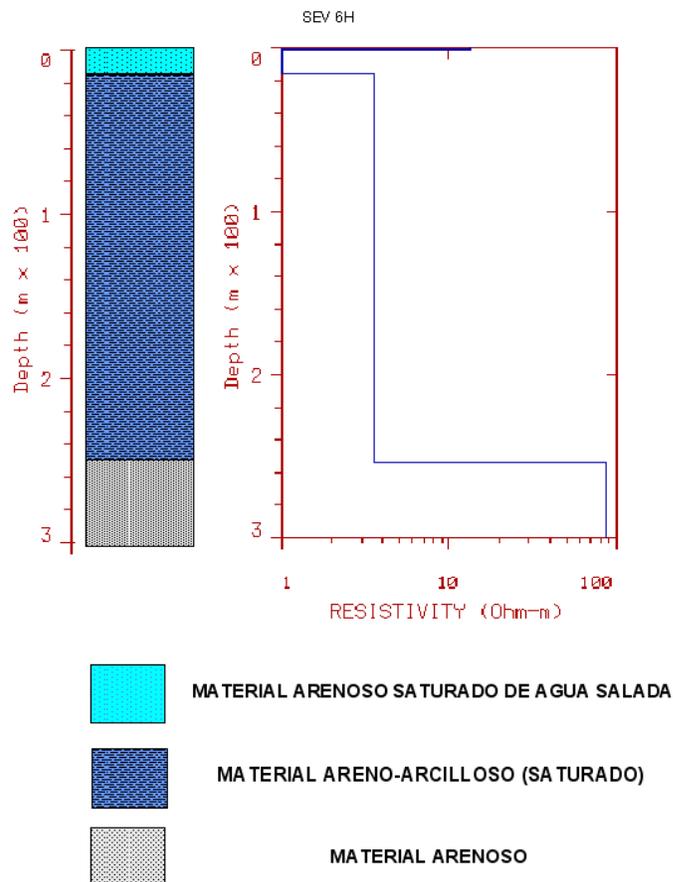
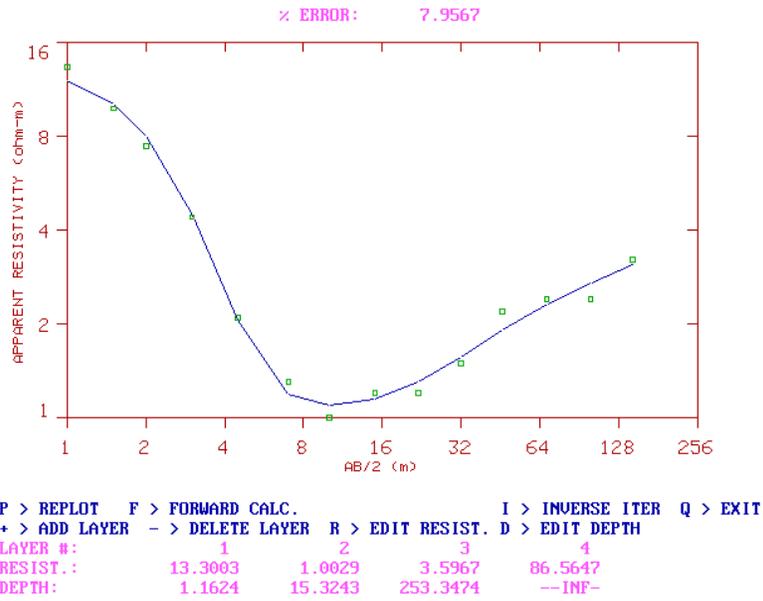
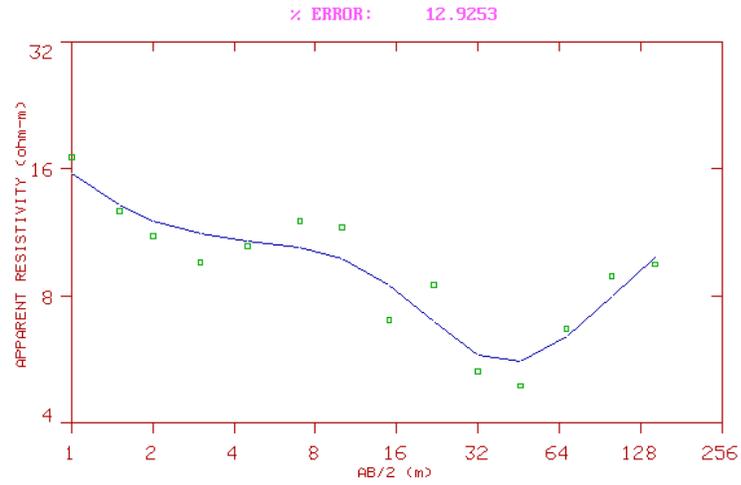


Figura 35. Interpretación SEV 6H, Humedal.



```

P > REPLOT  F > FORWARD CALC.          I > INVERSE ITER  Q > EXIT
+ > ADD LAYER  - > DELETE LAYER  R > EDIT RESIST.  D > EDIT DEPTH
LAYER #:      1      2      3      4
RESIST. :     22.2178  10.7298  3.9365  18.2652
DEPTH:       0.3998   9.3502  38.4328  --INF--

```

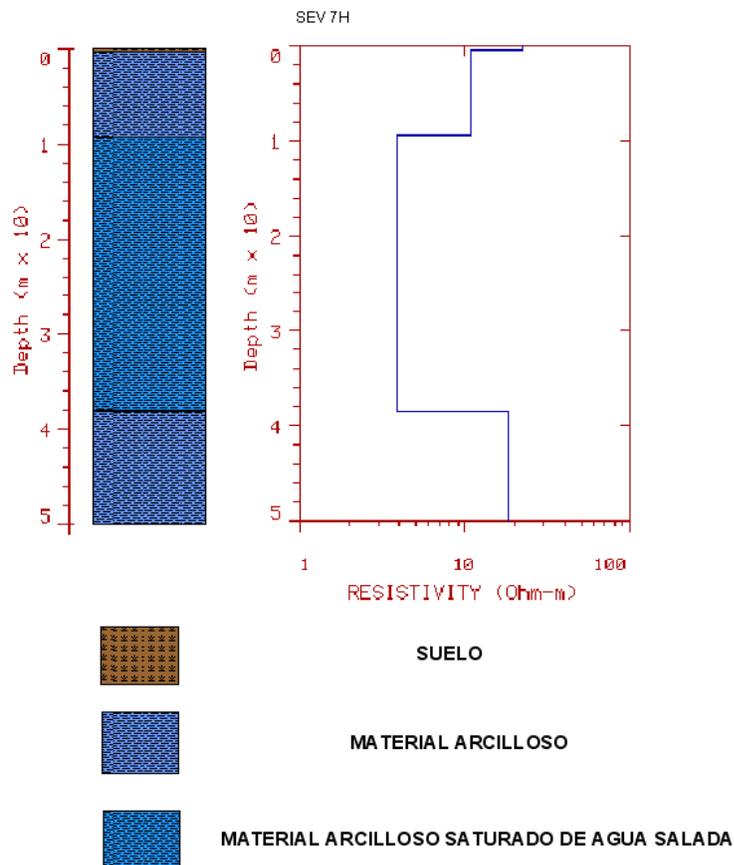


Figura 36. Interpretación SEV 7H, Humedal.

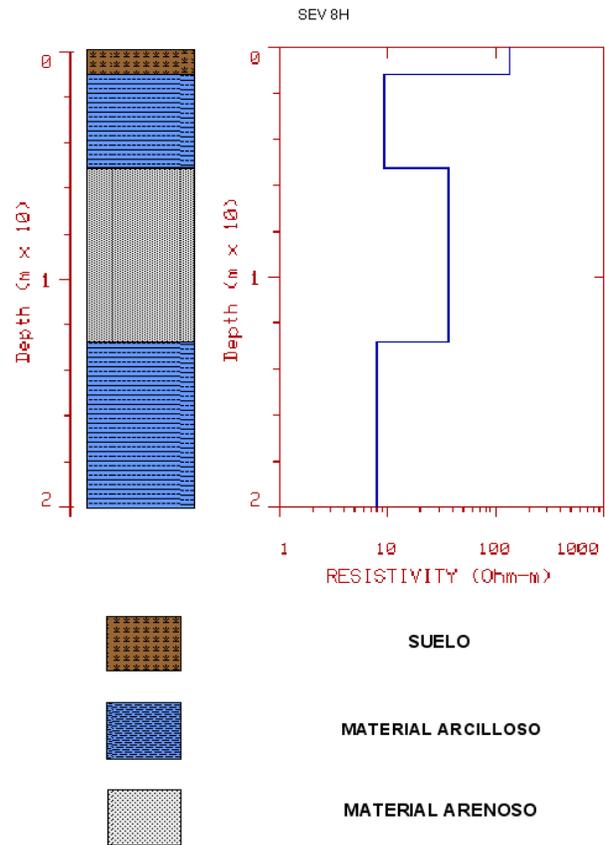
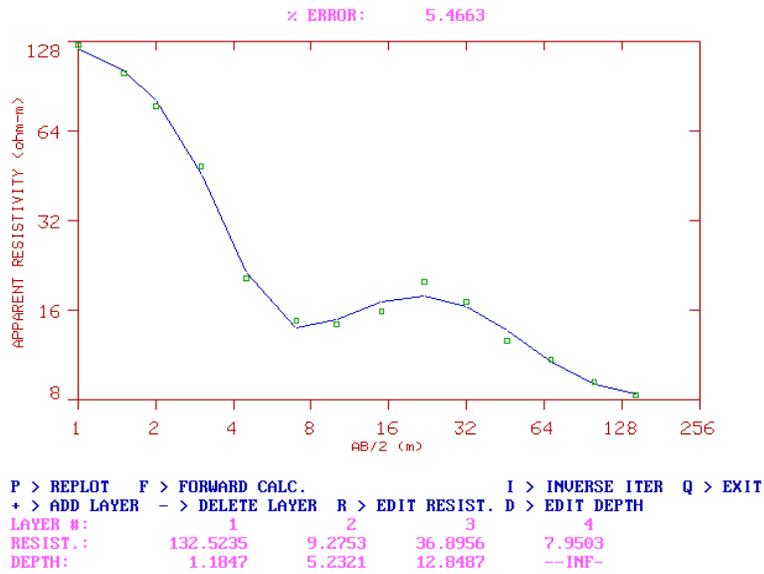


Figura 37. Interpretación SEV 8H, Humedal.

4. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

4.1. Cortes geoelectricos

Para la generación de los cortes geoelectricos, se realizó un compendio de información que fue necesario para comprender el comportamiento litológico y posteriormente hidrogeológico. Para este caso se obtuvieron dos cortes, uno en la barrera de arena y otro en la zona del humedal.

En la Figura 38 se muestra el corte referido a la barrera de arena, que se infirió a partir de los sondeos SEV1B, SEV2B y SEV3B, así como su dirección la cuál es representada por el trazo B-B'. Cabe mencionar que estos sondeos se realizaron de forma paralela a las vías de ferrocarril.



Figura 38. Distribución y localización del perfil 1 para la Barrera de Arena.

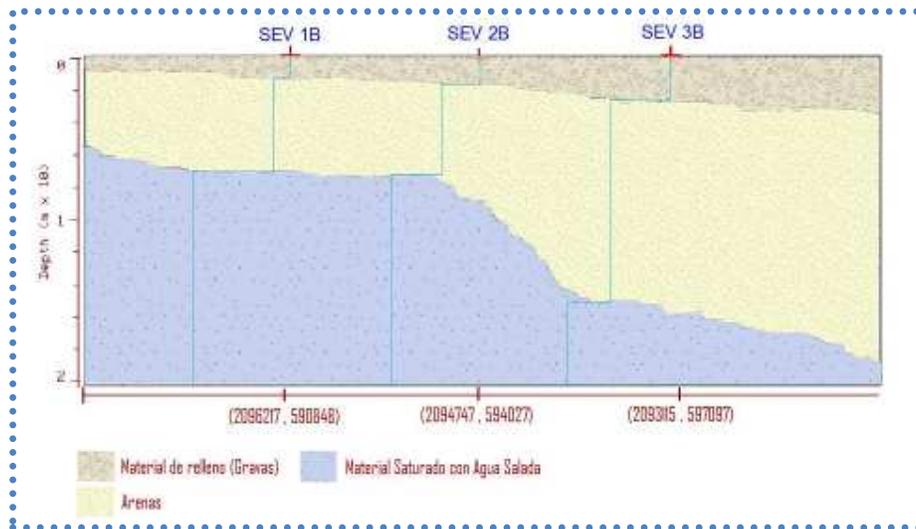


Figura 39. Corte geoelectrico en base al perfil 1 en la zona de la Barrera de Arena.

En la zona del humedal (Figura 40) el corte se realizó a partir de los sondeos SEV2H, SEV3H y SEV2H. La dirección se representa por el trazo A-A'.



Figura 40. Distribución y localización del corte geoelectrico para el Humedal.

Ya definida la dirección de los cortes, se procedió a la interpretación de los modelos a partir de la información recopilada y analizada, así como la calibración de los mismos. En la Figura 41 se detallan los resultados de dichas interpretaciones.

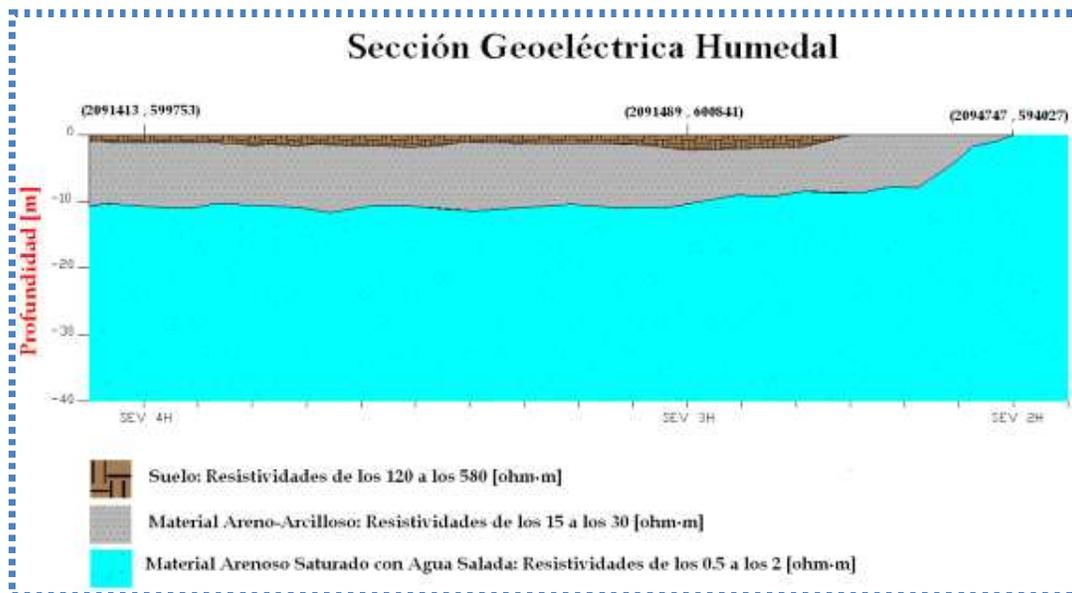


Figura 41. Interpretación del corte en la zona del Humedal.

4.2. Análisis e Interpretación

4.2.1 Análisis de los Mapas de Isoresistividad Aparente

Para la calibración y análisis de los mapas de isoresistividad además de las interpretaciones obtenidas a partir de la inversión de los datos, se consideraron las siguientes correlaciones “Resistividad – Litología Tipo”:

1. Arenas Cuaternarias Recientes: 50 - 100 ohm.m
2. Arcillas: 1 - 100 ohm.m
3. Arena Arcillosa: 30 – 225 ohm.m
4. Arcillas Saturadas: 20 ohm.m
5. Agua Salada: 0.2 ohm.m
6. Agua Subterránea: 1 – 20 ohm.m

A partir de ellas se realizó una correlación con la geología descrita en investigaciones anteriores, obteniendo lo que a continuación se describe.

En primera instancia, de acuerdo a las secciones de resistividad aparente, se puede observar la clara existencia de tres regiones con resistividades aparentes características, la más resistiva, con valores de hasta 560 ohm.m, se infiere como material arenoso o poco consolidado. Por otro lado, la región menos resistiva y caracterizada por valores incluso menores a 1 ohm.m, supone materiales arcillosos y saturados de agua salada. También se pueden identificar zonas intermedias que simplemente nos están hablando de intercalaciones de distintos materiales o diferentes grados de saturación, que van de acuerdo a la profundidad de investigación o a la zona de estudio.

Es importante mencionar que la resistividad de una roca dependerá, primordialmente, de la porosidad, la permeabilidad y la saturación de agua, por lo que factores como el grado de humedad, la concentración de electrolitos disueltos, temperatura y fase en que se encuentra el agua, la cantidad de poros, dimensión de los mismos e interconexiones entre cada uno de ellos, jugarán un papel muy importante.

De acuerdo al análisis mediante los mapas en planta y específicamente a la correlación entre resistividades aparentes obtenidas a distintas profundidades de investigación de acuerdo a la abertura AB designada y la geología descrita en estudios geológicos previos, se observa que, para el caso del Humedal, la distribución de resistividades es la que se describe a continuación:

- 1) Se observa una clara predominancia de valores entre 11 y 17 ohm.m, que fácilmente pueden correlacionarse con materiales arcillosos o arenas saturadas, ubicados en la dirección W-E y E-W del mapa.
- 2) Con respecto a los valores más bajos, entre 0 y 11 ohm.m, se observa que se ubican en la parte Norte con distribución hacia la dirección Sur. De acuerdo a su ubicación geográfica y a referencias geológicas previas, se refieren a una intrusión de materiales saturados con agua salada; la aportación hacia esta sección es probable que se deba a las saleras ubicadas en la Laguna de Cuyutlán hacia el NW de la ubicación de los sondeos eléctricos.

- 3) Más allá de los 2.3 m de profundidad y hasta los 11 m, se puede observar un aumento en la distribución de resistividades bajas en dirección W-E de los mapas, y esto es debido, de manera evidente, al frente salino proveniente del mar que se localiza a escasos 800 m de los sondeos 4H y 5H (ver Figura 40), por lo que la intrusión se manifiesta clara debido a la cercanía de dicho frente. El aumento de los valores de resistividad se manifiesta a partir del sondeo 7H y en dirección W-E.

4.2.2. Análisis de las Secciones Geoeléctricas

Barrera de Arena

De acuerdo a los modelos que se obtuvieron a partir de los tres sondeos realizados en esta zona, se obtuvieron resistividades reales que van de los 1.53 a los 1019.81 ohm.m, estas últimas referidas a material de relleno para las vías del ferrocarril presentes en la región de estudio (grava suelta), caracterizadas con un espesor de 2 a 3 m, respecto a los sondeos.

A partir de los 4 y hasta los 18 m de profundidad se observa una capa de espesor variable que, de acuerdo a resistividades que van de los 27.46 a los 176.42 ohm.m, se refiere fundamentalmente a material arenoso.

Por último, a partir de la tercera capa se detectó la intrusión salina cuyas resistividades fueron las más bajas.

Con respecto a lo anterior se diseñó la sección que se observa en la Figura 41, en donde se puede visualizar la posible distribución de cada uno de estos materiales.

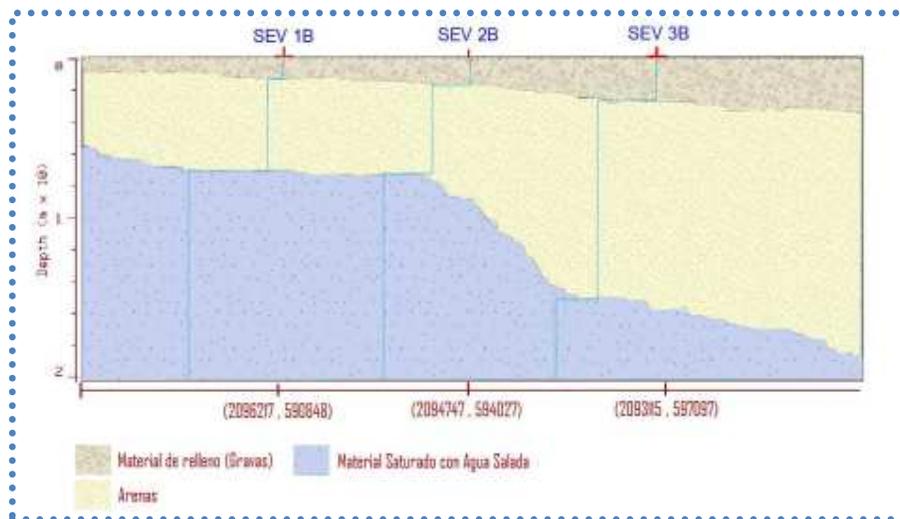


Figura 42. Interpretación Barrera de Arena.

Zona del humedal

Para el sondeo 2H se generó un modelo de 3 capas con resistividades en el rango de 0.3 y hasta 5.5 ohm.m, en donde las más bajas se manifiestan debido al aporte de agua salada proveniente de la Laguna de Cuyutlán en dirección SE. Posteriormente se observa un incremento en los valores de resistividad ya que la intrusión salina va disminuyendo.

Para los sondeos SEV3H y SEV4H se generó un modelo de 3 y 4 capas, respectivamente, donde se observa que en la parte superficial se tienen resistividades de 56.05 a los 299.01 ohm.m que corresponden al suelos y materiales arenosos; posteriormente a partir de los 10 m se tiene una capa de material areno-arcilloso con resistividades de los 7.6 a 18.4 ohm.m y con diferentes grados de saturación de agua salada, en donde el mayor grado de saturación se observó a partir de los 10 m y con un alcance no definido. En este sentido es importante mencionar que la intrusión salina comienza a desaparecer conforme se va adentrando en el continente (la profundidad es otro factor importante), por lo que las resistividades reales obtenidas varían en un rango determinado que nos está indicando el grado de saturación y los espesores aproximados de acuerdo a cada sondeo. Para el caso del sondeo 2H, se observa una alta concentración superficial de agua salada que se refiere al aporte comentado a partir de la Laguna de Cuyutlán.

De acuerdo a lo anterior, es significativo mencionar que la interpretación final que se le ha otorgado a los modelos geoeléctricos mostrados, es fundamentada en la información geológica local de la zona y las condiciones naturales de la misma, es decir, el método empleado, al ser indirecto y al considerar a la Tierra como ideal para poder llevar a cabo su aplicación, no proporcionaría necesariamente el número de capas diferenciables reales de zona de interés, por lo que la calibración mediante estudios geológicos previos es fundamental para acercarse lo más posible a la realidad. Por ejemplo, al analizar los diferentes modelos obtenidos a partir de la inversión, es posible observar que la misma proporciona diferentes números de capas que van de acuerdo a los contrastes más evidentes en la región de estudio, sin embargo, muchos de ellos se consideran dentro de un mismo rango de valores equivalentes para su descripción litológica, reduciéndose el número de soluciones a una que describe, de manera general, a determinada unidad.

Con respecto a lo anterior y retomando el objetivo del presente trabajo se propone el direccionamiento del gasoducto de tal manera que la afectación al humedal sea mínima, tomando en cuenta las siguientes consideraciones:

1. Colocación, a partir de los 5 m de profundidad, en la región correspondiente al sondeo 4H.
2. Aumento en la profundidad de colocación a partir de la zona de los humedales enmarcados entre los sondeos 4H – 3H y 3H – 2H; se recomienda direccionar colocándolo a partir de los 10 m de profundidad y no ir más allá de los 12 m, evitando así la zona con mayor saturación de agua salada y, por lo tanto, el deterioro de la tubería.

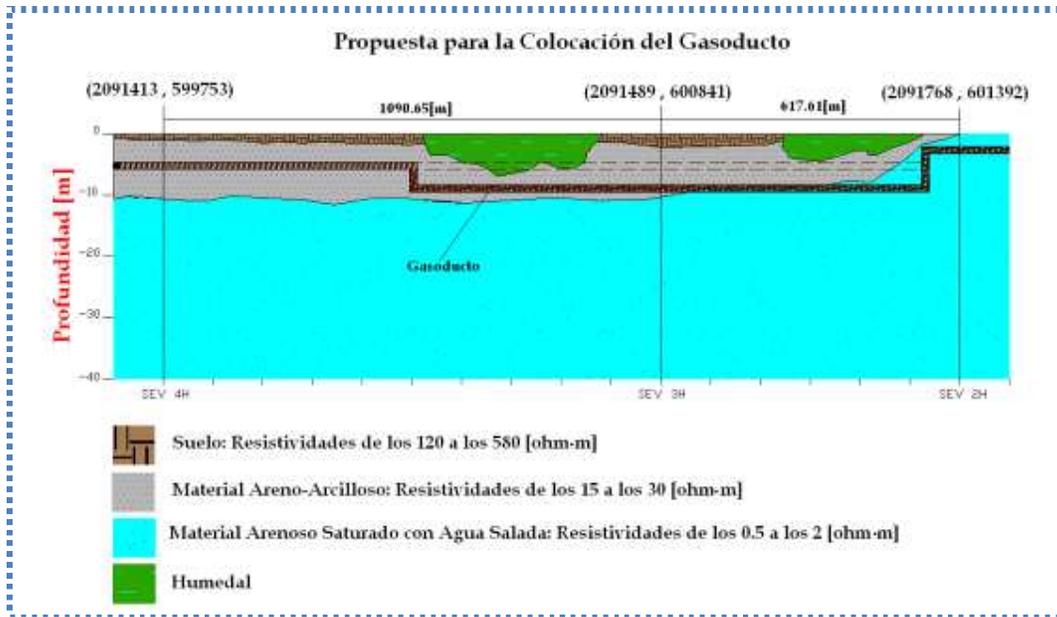


Figura 43. Esquema propuesto para el direccionamiento del gasoducto en la zona del humedal.

5. CONCLUSIONES

A través de las secciones generadas con los Sondeos Eléctricos Verticales realizados en las dos zonas de estudio, se propuso un modelo geológico que sirvió para la propuesta del direccionamiento del gasoducto perteneciente al proyecto “Terminal de Gas Natural Licuado Manzanillo”.

Mediante los mapas de isoresistividad aparente se observó la existencia de al menos tres regiones con las siguientes características litológicas:

- 1) Suelos y materiales arenosos cuyas resistividades fueron las más altas.
- 2) Materiales arcillosos y saturados de agua salada, cuyas resistividades fueron las menores.
- 3) Zonas intermedias que simplemente nos están hablando de intercalaciones de distintos materiales o diferentes grados de saturación, que van de acuerdo a la profundidad de investigación o a la zona de estudio.

A partir de la interpretación previa realizada con las secciones de resistividad aparente, se obtuvo un panorama muy amplio de las secciones que posteriormente se obtendrían, pero definitivamente resultó imprescindible revisar los estudios geológicos realizados en la región y los reportes aportados por CONAGUA, en donde se habla ampliamente de cada uno de los acuíferos presentes en la región de estudio.

Es muy importante mencionar que, a partir de la inversión de los datos, se obtuvieron diferentes modelos representados por un número de capas variables pero que no necesariamente representaban a un horizonte estratigráfico, por lo que la implementación de 2 programas distintos para el procesamiento fue de gran ayuda ya que proporcionaban modelos relativamente distintos y, por lo tanto, la incorporación de los mismos, además de la calibración de los datos a partir de estudios previos en la región, sirvió para proponer el modelo geoelectrico más adecuado para la zona de investigación. La sección geológico-geoelectrica propuesta como base para la colocación del gasoducto consta de por lo menos tres capas, las cuales se describen a continuación:

1. La primera de ellas corresponde a suelos arcillosos y con espesores variables de acuerdo a la localización de los SEV's.
2. Para la segunda capa se infiere una representación litológica caracterizada por materiales areno-arcillosos y con diferentes grados de saturación de agua marina que aumentan de acuerdo a la profundidad del sondeo, lo cual se hizo evidente debido al descenso de la resistividad a partir de los 10 m de profundidad.
3. Por último se propone una capa de espesor indefinido caracterizada por resistividades tan bajas que sólo se pueden dar, bajo esas condiciones, por la interferencia de un frente salino a partir del mar, que se ubica a sólo 800 m del sondeo más cercano.

Para todos los casos fue evidente constatar que la intrusión salina comienza a desaparecer conforme se va adentrando en el continente por lo que las resistividades reales obtenidas varían en un rango determinado que nos está indicando el grado de saturación y los espesores aproximados de acuerdo a cada sondeo. Para el caso del sondeo 2H, se observa una alta concentración superficial de agua salada que se refiere al aporte comentado a partir de la Laguna de Cuyutlán.

Tomando en consideración los factores mencionados anteriormente se propuso el direccionamiento del gasoducto, considerando al humedal como la región que no debe afectarse de acuerdo a su importancia ecológica.

De acuerdo a lo anterior, es importante comentar que las condiciones geológicas e hidrológicas que caracterizan a la región, resultaron un conflicto para el método de prospección empleado. En un acuífero confinado de intercalaciones de arena y arcillas existe una zona de capilaridad por encima del nivel del agua que hace que el límite entre “seco” y “saturado” sea difuso, aunado a que las intercalaciones de materiales altamente conductivos provocaron un entrapamiento de la corriente eléctrica a distintas profundidades. Por lo tanto, la inversión y posterior interpretación de los datos de resistividad sin calibración, puede mostrar una serie de interfaces eléctricas las cuales no necesariamente coinciden con los límites identificados mediante métodos directos. Adicionalmente, diferentes litologías pueden tener la misma resistividad y, por lo tanto, formar una sola unidad eléctrica. Sin embargo, dado que la caracterización de la intrusión salina resulta un rasgo evidente para este procedimiento, la determinación del medio resultó ampliamente confiable de acuerdo a los fines preestablecidos para la prospección.

Por otro lado, las características del entorno limitaron de manera considerable la colocación de los tendidos; en algunas ocasiones la abundante maleza y la presencia de zonas completamente saturadas de agua, evitaron el emplazamiento de tendidos contiguos que pudieran proporcionar mayor información en cuanto a la distribución de la intrusión salina. Cabe aclarar que, considerando las limitantes del entorno, se diseñó una malla de distribución de sondeos que abarcara la mayor área posible (Figuras 18 y 19) y, por lo tanto, proporcionara datos representativos de la región de estudio.

Una caracterización completa del medio en cuestión y a mayor profundidad requeriría de la implementación de al menos otro método geofísico complementario; considerando las limitaciones operativas asociadas a lo largo de los tendidos necesarios para investigar en profundidad y al uso de electrodos que en algunas ocasiones presentan problemas de sensibilidad debido al ruido geológico superficial (problemas de contacto), el método de Sondeos Electromagnéticos en Dominio del Tiempo (TDEM) se propone como una herramienta robusta para investigar en aquellas zonas en las que fue imposible profundizar debido a problemas de colocación del tendido.

BIBLIOGRAFÍA

COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA, GERENCIA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS. *Determinación de la Disponibilidad de Agua en el Acuífero Armería – Tecomán – Periquillos, Estado de Colima*. Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica. México, D.F., 30 de abril de 2002.

COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA, GERENCIA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS. *Determinación de la Disponibilidad de Agua en el Acuífero Venustiano Carranza, Estado de Colima*. Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica. México, D.F., 30 de abril de 2002.

GRIFFITHS, D.H. y KING, R.F., *Geofísica Aplicada para Ingenieros y Geólogos*. Pergamon Press, España. 1972.

HIDROCONTROL S.A. CONSULTORÍA Y SERVICIOS. *Servicios de Hidrogeología General, Termalismo y Modelo Regional del Acuífero Guaraní*. Consorcio Guaraní. Montevideo. Septiembre, 2006.

KELLER, G.V. y F.L., Frischknecht, 1996, *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*; Pergamon press, New York, N.Y., 517 pp.

LÓPEZ RAMOS, E., 1981, *Geología General de México*; Quinta Edición, Vol. 1, México D.F.

MAQUARDT, D. W., 1963. An Algorithm for Least – Squares Estimation on Nonlinear Parameters: J. Soc. Indust. Appl. Math. 11, pp. 431 – 441.

MARÍN, L.E., B. Steinich, D. Jaglowski y M.J. Barcelona, 1998. *Hydrogeologic site characterization using azimuthal resistivity surveys*; Journal of Enviromental and Engineering Geophysics, Vol. 3, No. 4.

McNEIL, J.D., 1991. *Application of “Dipole-Dipole” Electromagnetic Systems for Geological Depth Soundings: Technical Note TN-31*. Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada.

MORÁN-ZENTENO, D., 1994. *Geology of the Mexican Republic*: American Association of Petroleum Geologists, AAPG. Studies in Geology #39. Estados Unidos, 160 pp.

ORELLANA, E., *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Editorial Paraninfo, Madrid, España, 1972.

ORELLANA, E., 1974. *Prospección Geoeléctrica por Campos Variables*. Editorial Paraninfo, Madrid, España, pp. 45 – 49.

RIONDA, E. 2001. Tesis de Maestría. Exploración Geofísica e Hidrogeológica Integrando Sondeos Eléctricos Verticales y Sondeos Electromagnéticos en San José Buenavista, Puebla. Instituto de Geofísica, UNAM.

STEINCH, B., and L. E. Marín, 1997. *Determination of Flow Characteristics in the Aquifer of the Northwestern Peninsula of Yucatán, México*. Journal of Hydrology 191. 135-331.

TELFORD, W.M., L.P. Gerdart y R.E. Sheriff, 1990. *Applied Geophysics*: Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge.

WENER, E., 1984. Sinkhole prediction – *Review of electrical resistivity methods*. *Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes*. Orlando, Florida.

WOOD, R. C., 1987. *Uses of the EM31 terrain conductivity meter for mapping surficial geology and groundwater features in dryland salinity investigations – a discussion paper*. Internal Rep., Prairie Farm Rehabilitation Administration, Lethbridge, Alberta.

ANEXOS

Anexo A. Anexo Fotográfico



Foto 1. Zona del Humedal.



Foto 2. Zona que, por su abundante vegetación, no permitió la aplicación del método.



Foto 3. Equipo utilizado (Syscal R1 Plus)



Foto 4. Zona elegida para la colocación del SEV 3H.



Foto 5. Alrededores del Humedal.



Foto 6. Zona elegida para la colocación del SEV 7H.



Foto 7. Zona elegida para la colocación del SEV 6H.



Foto 8. Pozo 1



Foto 9. Pozo 2



Foto 10. Pozo 3



Foto 11. Pozo 4.



Foto 12. SEV 1B.



Foto 13. SEV 2B.



Foto 14. SEV 3B.



Foto 15. SEV 1H.



Foto 16. SEV 2H



Foto 17. SEV 3H.



Foto 18. SEV 4H.



Foto 19. SEV 5H.



Foto 20. SEV 6H.



Foto 21. SEV 7H.



Foto 22. SEV 8H.

Anexo B. Bases teóricas Prospección Eléctrica

Ecuaciones Generales

Supóngase en el subsuelo como un semiespacio de resistividad ρ , a la par que la atmósfera representará el otro semiespacio con una resistividad infinita. El campo eléctrico se establecerá por medio de un generador de corriente el cual se conectará a través de cables a dos electrodos **A** y **B** representados por dos barras clavadas en el subsuelo. Dada la escala las barras pueden considerarse dos puntos. La corriente de I_A penetrará por el electrodo **A** al subsuelo y después de recorrerlo saldrá por **B** con intensidad de corriente I_B volviendo al generador para cerrar el circuito:

$$I_A + I_B = 0 \dots\dots\dots(1)$$

Si el régimen es estacionario.

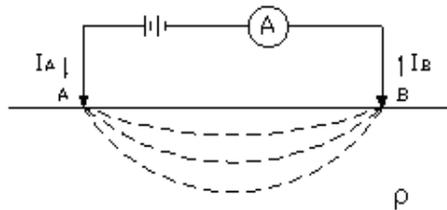


Figura 1. Aplicación de corriente eléctrica al terreno

Para establecer las leyes del fenómeno considerado, se partirá de las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla_x E = -\partial B / \partial t \dots\dots\dots(2)$$

$$\nabla_x H = J - \partial D / \partial t \dots\dots\dots(3)$$

Donde, por tratarse de un campo estacionario, habrá que anularse las derivadas temporales y se obtendrá:

$$\nabla_x E = 0 \dots\dots\dots(4)$$

$$\nabla \times H = J \dots\dots\dots (5)$$

Anteriormente se expresa que el campo eléctrico **E** es conservativo o irrotacional por lo que deriva de un potencial escalar U. Es decir que:

$$E = -\nabla U \dots\dots\dots (6)$$

Donde se incluye el signo menos según la convención comúnmente aceptada.

Por otra parte abra de cumplirse la Ley de Ohm en su forma diferencial para medios isótropos:

$$J = \sigma E \dots\dots\dots (7)$$

La cual nos dice que la densidad de corriente **J** en un punto tiene la misma dirección y sentido que el campo **E** en el mismo punto y es proporcional a él. Por lo tanto, al combinarse con la Ley de Ohm se obtiene:

$$J = \sigma \nabla U \dots\dots\dots (8)$$

La ecuación para el potencial aplicando el principio de conservación de la carga:

$$\int J \cdot ndS = 0 \dots\dots\dots (9)$$

De acuerdo con el teorema de Gauss:

$$\nabla \cdot J = 0 \dots\dots\dots (10)$$

Sustituyendo el valor de **J**:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (\sigma \nabla U) &= 0 \\ \nabla \sigma \cdot \nabla U + \sigma \nabla^2 U &= 0 \dots\dots\dots (11) \end{aligned}$$

Como σ es constante se obtiene que

$$\nabla^2 U = 0 \dots\dots\dots (12)$$

Y el potencial en este caso es una función armónica.

Esta expresión es la ecuación de Laplace la cual será válida en todo el semiespacio, pero no en los electrodos ni en las superficies de discontinuidad de la resistividad.

La continuidad es uniforme a nivel del suelo, entonces la ecuación de Laplace es continua en todas partes, $\nabla^2 U = 0$ por razón de simetría, la densidad de corriente \mathbf{J} tendrá el mismo valor y estará dirigida radialmente. La integral de \mathbf{J} , considerando un radio r , sobre la superficie semiesférica será igual:

$$2\pi r^2 J = I \dots\dots\dots (13)$$

Y por lo tanto:

$$J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2} \dots\dots\dots (14)$$

De donde:

$$|\mathbf{E}| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \dots\dots\dots (15)$$

Es decir que el campo \mathbf{E} de un electrodo puntual es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r .

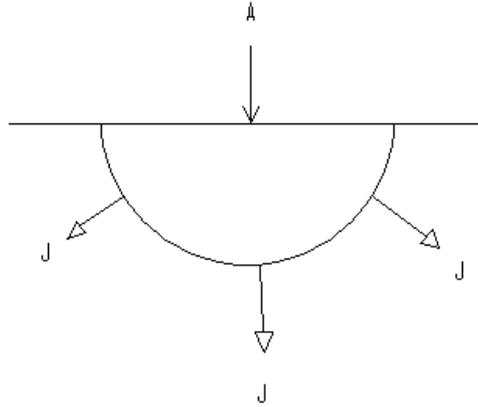


Figura 2. Vector densidad de corriente en semiespacio homogéneo con electrodo puntual en la superficie límite

La diferencia de potencial entre dos puntos cualesquiera **M** y **N** vendrá dada según se deduce de la ecuación:

$$U_N^M = -\int_N^M E \cdot dl \dots\dots\dots(16)$$

Donde el camino de integración es indiferente pues el campo es conservatorio. Entonces, si son r_1 y r_2 las distancias respectivas de los puntos **M** y **N** al electrodo **A** se obtendrá:

$$U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \int \frac{dr}{r^2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right] \dots\dots\dots(17)$$

Considerando potenciales absolutos, se debe determinar el potencial cero.

La teoría considera tomar como origen de potencial un punto situado a distancia infinita de la fuente, se puede encontrar el potencial absoluto en el punto **M** calculando el límite de U_N^M ecuación (11) para un r_2 que tiende a infinito y un r_1 que es la distancia a la fuente.

$$U_M = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{r_1} \dots\dots\dots(18)$$

Como el potencial es magnitud aditiva, habrá que sumar algebraicamente los potenciales respectivos si es que existen, por lo cual la expresión queda de la siguiente manera:

$$U = \frac{\rho}{2\pi} \sum \frac{I_i}{r_i} \dots\dots\dots(19)$$

Conceptos básicos

Resistencia eléctrica

Este término se refiere a la resistencia que oponen los materiales al flujo del paso de los electrones. Está estrechamente ligada a la constitución electrónica de los enlaces de la materia. La resistividad eléctrica φ , es la resistencia que presenta el material al flujo de los electrones.

Resistividad aparente

El concepto de resistividad aparente se puede describir de la siguiente forma: considérese un sistema electródico **AMNB** en la superficie de un subsuelo homogéneo y de resistividad φ .

Se induce una intensidad de corriente **I** por el electrodo **A** que crea un campo eléctrico. La diferencia de potencial se mide entre los electrodos **M** y **N** que se encuentran conectados a un voltímetro, la corriente sigue su curso hasta salir por el electrodo **B** que se supone lo suficientemente alejado como para no interferir en las observaciones, y se cierra el circuito. Entonces si **AM=r** y **MN=a**, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\Delta V = U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r} - \frac{1}{r+a} \right] = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{a}{r(r+a)} \dots\dots\dots(20)$$

Despejando la φ :

$$\rho = 2\pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots(21)$$

Si se conocen las magnitudes que aparecen en el segundo miembro, se puede calcular fácilmente la resistividad.

En caso de que el subsuelo no sea homogéneo, la resistividad φ_a dependerá de las resistividades φ_i existentes y éstas, a su vez, del número de capas que se encuentren en él (figura 2). Por lo tanto, las mediciones tomadas y los datos obtenidos en la ecuación de resistividad (ρ) arrojarían una resistividad ficticia, que dependerá de las distancias r y a , así como de las resistividades las cuales no pueden considerarse como promedio ni como media ponderada de las resistividades presentes. La resistividad ficticia φ_a que se obtiene aplicando la fórmula de resistividad de un medio homogéneo para un medio heterogéneo, es la resistividad aparente φ_a que es una variable experimental y es la base para la interpretación.

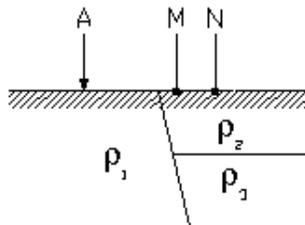


Figura 3. Representación de un suelo heterogéneo

Dispositivos electrónicos

Un dispositivo electrónico consta, en general, de cuatro electrodos: **A**, **B**, **M**, **N**. Los electrodos **A** y **B** son aquéllos por donde entra y sale la corriente. Los otros dos, **M** y **N**, son los electrodos que miden la diferencia de potencial creada por **A** y **B**. Estos últimos deben de estar conectados por medio de cables a un generador eléctrico provisto de un amperímetro. Los electrodos **M** y **N** están conectados a un instrumento capaz de medir

el potencial entre ellos. De este modo se tienen dos circuitos independientes: El primero, conocido como *circuito de corriente* y el segundo llamado *circuito de potencia*.

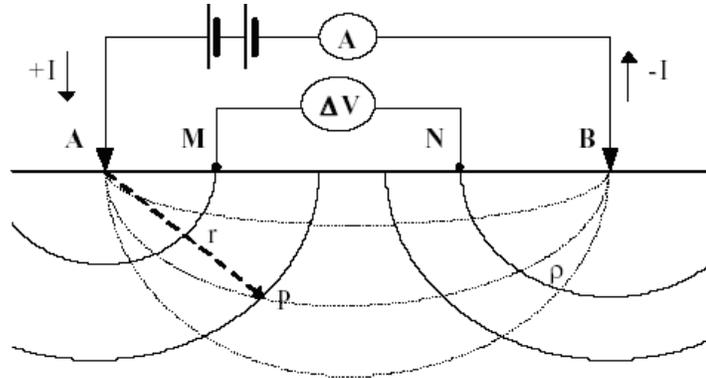


Figura 4. Dispositivo tetraelectrónico para determinar la resistividad del subsuelo

En cualquier dispositivo, si se conocen las distancias mutuas entre los electrodos y se mide la intensidad I que pasa por los electrodos **A** y **B** y la diferencia de potencial ΔV que aparece entre **M** y **N**, se podrá calcular la resistividad aparente ρ_a mediante la fórmula:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots(22)$$

Donde **K** es un coeficiente que depende únicamente de la geometría del dispositivo electrónico con dimensiones en longitud. En el caso de que el medio fuera homogéneo la ecuación anterior expresaría la resistividad verdadera. En el caso más general, en que los cuatro electrodos están dispuestos de modo cualquiera sobre una superficie plana, la resistividad verdadera se obtendrá de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right) \dots\dots\dots(23)$$

Donde **AM**, **AN**, **BM**, **BN**, son la distancia de los electrodos. Entonces:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \dots\dots\dots (24)$$

En el estudio realizado se utilizó el dispositivo tipo Schlumberger, una composición simétrica de los electrodos **AMNB** dispuestos en línea, donde la distancia de los electrodos **M** y **N** es más pequeña que la de los electrodos en los extremos **A** y **B** (figura 5).

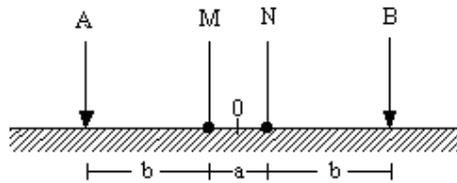


Figura 5. Dispositivo Schlumberger

El coeficiente del dispositivo en este caso es:

$$K = \pi \frac{b(b+a)}{a} \dots\dots\dots (25)$$

Si se define $L = b + a/2$, el factor geométrico se puede expresar como:

$$K = \pi \left(\frac{L^2}{a} - \frac{a}{4} \right) \dots\dots\dots (26)$$

Si la distancia que se separan los electrodos **M** y **N** tienden a cero el factor geométrico queda:

$$K = \pi \frac{L^2}{a} \dots\dots\dots (27)$$

Que tiende a infinito. Sin embargo, la resistividad aparente es finita, ya que ΔV en la ecuación

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (28)$$

decrece al mismo tiempo que **a**. Por lo tanto se obtiene:

$$\rho_a = \lim_{a \rightarrow 0} \pi \lim_{a \rightarrow 0} \pi \frac{L^2}{a} \frac{\Delta V}{I} = \pi \frac{L^2}{I} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{a} = \pi \frac{L^2}{I} E \dots\dots\dots (29)$$

Donde **E** es el campo eléctrico.

La idea del dispositivo Schlumberger consiste en utilizar una distancia **MN = a** muy corta, de tal forma que pueda tomarse como válida la ecuación anterior. Los desarrollos teóricos se establecen suponiendo que lo que se mide realmente es el campo **E** el cual, en la práctica, se toma igual a $\Delta V/a$ (figura 6).

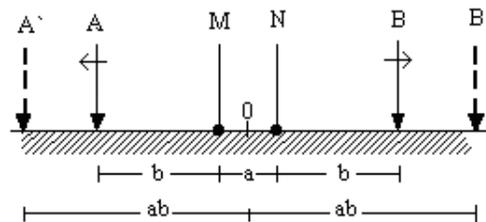


Figura 6. Los electrodos A y B se abren progresivamente mientras que M y N se mantienen fijos

Sondeo eléctrico vertical

El objetivo del sondeo eléctrico vertical (SEV) es determinar la distribución vertical en profundidad de las resistividades aparentes en el punto cero del dispositivo, a partir de medidas de la diferencia de potencial en la superficie. Se utiliza sobre todo para detectar y establecer los límites de capas horizontales en suelos estratificados. La experiencia

demuestra que los resultados teóricos obtenidos para medio de esta clase, son totalmente válidos para estratos inclinados hasta 30° (figura 7).

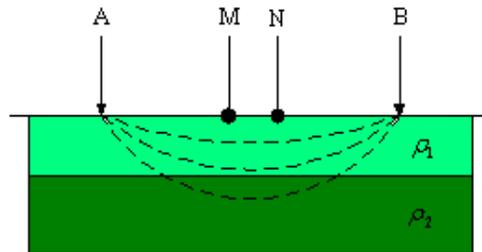


Figura 7. Corriente continúa desplazándose por medios de diferente resistividad.

La penetración de la corriente aumenta con la separación de los electrodos de corriente **AB**. Si la separación **AB** se amplía la penetración de la corriente es mayor, pero su densidad disminuye; podría suponerme, equivocadamente, que la separación **AB** es proporcional a la profundidad. La penetración dependerá de la distribución de resistividades en el subsuelo.