



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DEL ACUÍFERO
COSTERO LAGUNA GRANDE EN SINALOA, MÉXICO”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA

CARLOS ROSADO DE PALACIO

DIRECTOR:

DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ



MÉXICO, D.F.
2012

Agradecimientos

A COPEI Ingeniería, por los datos duros provistos para la realización de este trabajo de investigación.

Al Dr. José Antonio Hernández Espriú, por su amistad y guía en el curso de mi carrera profesional.

A Carlos Schulze, por su amistad y por apoyo como mentor desde antes de iniciar esta carrera.

Al Ing. Noel Hernández Lalloth, por sus acertados comentarios en la revisión de esta tesis.

Al Mtro. Enrique González Torres, por su apoyo en la etapa del proceso de titulación.

TABLA DE CONTENIDO

Resumen	i
Abstract	ii
1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	2
1.2 Objetivos y alcances	2
1.3 Justificación	3
1.4 Estructura de la tesis	3
1.5 Descripción del área de estudio	4
2. Marco teórico de referencia	6
2.1 Hidrodinámica y particularidades de acuíferos costeros	8
2.2 Conceptos previos	10
2.2.1 Relaciones de salinidad	10
2.2.2 Relaciones de densidad	13
2.3 Caracterización de la cuña de intrusión marina	15
2.3.1 Métodos teóricos	19
2.3.2 Métodos indirectos	26
2.3.3 Métodos directos	28
2.4 Acuíferos costeros en islas oceánicas	30
2.5 Estimación de caudales máximos de agua dulce en un entorno costero	33
2.6 Modelación numérica de acuíferos costeros	36
2.7 Control de la intrusión marina en acuíferos costeros	38
3. Metodología	40
3.1 Recopilación y análisis de información	41
3.2 Trabajo de campo	42
3.3 Interpretación de datos	44
3.3.1 Métodos de interpretación y software utilizado	44
3.3.1.1 Correlación Geológico-Geofísica	44
3.3.1.2 Prueba de bombeo	45
3.3.1.3 Piezometría	46
3.3.1.4 Caudales máximos de agua dulce	47

3.3.1.5 Perfiles de salinidad	47
4. Geología e hidrología de la zona de estudio	49
4.1 Geología	50
4.1.1 Geología regional y tectónica	50
4.1.1.1 Estratigrafía regional	52
4.1.2 Geología local	57
4.1.2.1 Estratigrafía local	57
4.2 Hidrología	58
4.2.1 De superficie	58
4.2.2 Subterránea	62
5. Resultados y discusión	66
5.1 Geología local	67
5.2 Correlación geológico-geofísica	74
5.3 Hidrogeología local	86
5.4 Hidrogeoquímica local	93
5.5 Relaciones agua dulce agua salada y caracterización de la cuña de intrusión	95
5.6 Predicción matemática de caudales máximos	104
6. Conclusiones y recomendaciones	107
6.1 Conclusiones	108
6.2 Recomendaciones	109
7. Referencias citadas	111
Anexos	



CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

1.2 Objetivos y alcances

1.3 Justificación

1.4 Estructura de la tesis

1.5 Descripción del área de estudio

INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

El interés por el tema de los acuíferos costeros y las relaciones entre agua dulce y agua salada surgió como una discusión con mi director de tesis quién me hizo notar que si bien el estudio de acuíferos costeros se remonta a fines del siglo XIX, los especialistas mexicanos en el tema son relativamente escasos. No así los problemas presentados en áreas costeras, donde se necesitan estos especialistas para abordar y mitigar problemáticas asociadas a la gestión del agua en estas zonas.

Cuando se considera que tres cuartas partes de la población mundial habita en las zonas costeras (Custodio, 1987), y tomando en cuenta que la población incrementa exponencialmente, me es claro que el trabajo y los retos relacionados a este tema son inagotables, por lo que surge la necesidad de aportar desarrollo y conocimiento en el área de hidrogeología de zonas costeras.

Para el desarrollo del presente trabajo se tomaron datos duros de proyectos de ingeniería de 2009 a 2011 a nivel de consultoría, enfocados en la caracterización hidrogeológica del acuífero costero para conocer su funcionamiento y posible explotación.

Además de retomar y reinterpretar los datos obtenidos en proyectos anteriores, se llevaron a cabo nuevos estudios de interpretación, integración y discusión de toda la información obtenida.

La tesis abarca la caracterización del área de estudio, incluyendo una descripción geológica, determinación y análisis de las propiedades hidráulicas del medio en cuestión y un análisis de toda la información recolectada.

1.2 Objetivos y alcances

La presente tesis de licenciatura tiene un objetivo general y dos objetivos específicos.

El objetivo general es realizar la caracterización hidrogeológica de la zona de estudio para comprender el funcionamiento del acuífero costero y las relaciones entre el agua dulce, salina e hipersalina.

Los objetivos específicos son:

- Evaluar los caudales máximos recomendados para definir los límites de explotación del acuífero de tal manera que no se salinice.
- Proponer una gestión integral y sustentable del acuífero.

Esta tesis retoma información del proyecto arriba mencionado, donde se llevaron a cabo instalación de pozos de monitoreo, censo de pozos y medición de niveles estáticos, sondeos geofísicos, análisis de muestras de agua y pruebas de bombeo. La información disponible

permitió reconfigurar secciones geoelectricas y geológicas, así como reinterpretación de ensayos hidráulicos y perfiles de salinidad, con la finalidad de obtener conclusiones particulares de esta investigación.

1.3 Justificación

La caracterización adecuada y a detalle debería, en teoría, anteceder cualquier proyecto hidrogeológico a desarrollarse. En esta tesis se manifiesta el interés por estudiar a escala detallada el comportamiento del medio y la posible respuesta a un régimen de extracción de caudales del agua de mejor calidad.

Los beneficios que otorga realizar este trabajo son los siguientes:

- Proporcionar un marco teórico del funcionamiento de los acuíferos costeros y de su potencial para ser explotados de manera sustentable.
- Aportar un trabajo que pueda ser utilizado para comprender los particulares de la zona estudiada.
- Conocer la disciplina de la investigación científica y la aplicación de la ingeniería en el desarrollo de proyectos de investigación.

1.4 Estructura de la tesis

La tesis se compone de 7 capítulos principales con sus correspondientes subcapítulos:

- a) Capítulo uno "Introducción": incluye los antecedentes y el planteamiento de los objetivos que dieron pie a esta investigación. Se presentan los objetivos, alcances y la justificación de la tesis. Adicionalmente se establece la descripción de la zona de estudio.
- b) Capítulo dos "Marco teórico de referencia": plantea el fundamento teórico de la hidrodinámica y las particularidades de acuíferos costeros, incluyendo conceptos previos como relaciones de salinidad y de densidad. Asimismo se expone la teoría relacionada con la caracterización de la cuña de intrusión marina, de los caudales máximos recomendados y de la modelación numérica de sistemas de flujo en zonas costeras.
- c) Capítulo tres "Metodología": este capítulo describe la metodología empleada para la realización de esta tesis, abarcando la recopilación y análisis de información, el trabajo de campo, el software utilizado y la interpretación de datos mediante modelos analíticos.
- d) Capítulo cuatro "Geología e Hidrología de la zona de estudio": este capítulo comprende dos temas: el primero es la descripción geológica y tectónica regional del área de estudio así como la descripción geológica local tanto superficial como del subsuelo. El segundo incluye la descripción hidrológica tanto superficial como subterránea del área de estudio.
- e) Capítulo cinco "Resultados y discusión": en este capítulo se analiza toda la información expuesta en los capítulos anteriores generando así resultados particulares de este trabajo de investigación que comprenden la geología local, la correlación geológico-

geofísica, la hidrogeología, la hidrogeoquímica, la caracterización de la cuña de intrusión y la predicción matemática de los caudales máximos de extracción.

- f) Capítulo seis "Conclusiones y recomendaciones": Ofrece las conclusiones más significativas derivadas del análisis de los resultados de esta tesis junto con recomendaciones para una gestión integral y sustentable del acuífero.
- g) Capítulo siete "Referencias citadas": se enlistan todas las referencias bibliográficas que sustentan la información presentada.
- h) "Anexos": incluye clasificación litológica de los pozos exploratorios, datos duros de la red de monitoreo, de la prueba de bombeo y de los análisis químicos de agua.

1.5 Descripción del área de estudio

La zona de estudio se encuentra en la costa del Pacífico (Figura 1.1) en el estado de Sinaloa, al SE de la ciudad de Mazatlán. Se ubica en el sector poniente de la Sierra Madre Occidental.

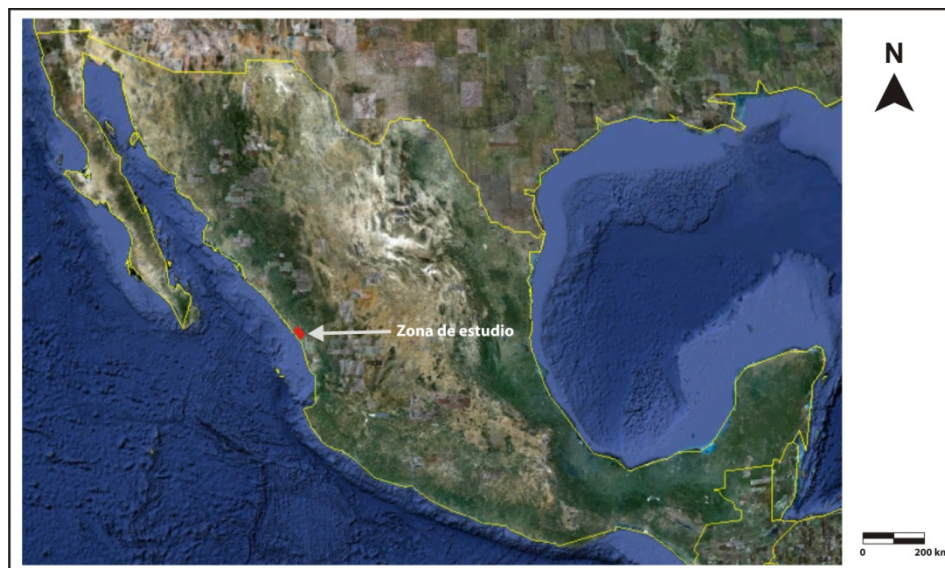


Figura 1.1 Localización de la zona de estudio Modificada de Google Earth (2010).

El predio denominado "Las Cabras", objeto de estudio en esta tesis, se encuentra dentro del municipio de Escuinapa que limita con Nayarit al sur, Durango al este, el Océano Pacífico al oeste y al norte con el municipio El Rosario. La vía de acceso principal es la carretera No. 1 Escuinapa-Teacapan. La Figura 1.2 muestra los límites del predio Las Cabras definiendo las siguientes características:

- El uso de suelo es, en general, agrícola.
- Al NW limita con el Cerro Las Cabras, al W con el Océano Pacífico, al E con las marismas nacionales de Escuinapa y al SE con terrenos agrícolas productores de chile.
- El poblado más cercano al predio es Isla del Bosque.
- La topografía es en general plana, se genera una zona de dunas con elevaciones no mayores a 10 msnm a lo largo de la franja costera que disminuye paulatinamente hacia la zona de las marismas.

- El predio comprende un área aproximada de 21.06 Km² y un perímetro de 32.4 Km.
- La franja costera dentro del predio tiene una extensión aproximada de 5.5 Km.

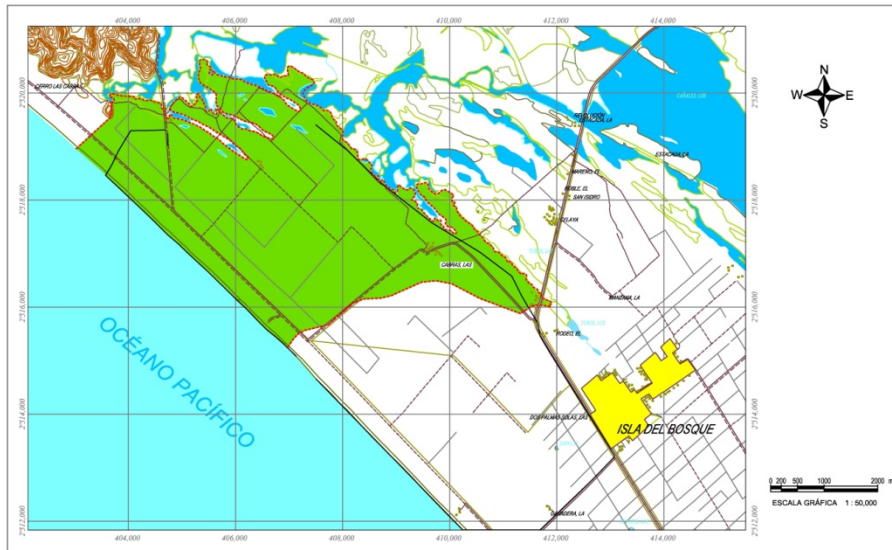


Figura 1.2 Predio Las Cabras.

Resumen

El objetivo de esta tesis es realizar la caracterización hidrogeológica del acuífero costero Laguna Grande en Sinaloa y evaluar los caudales máximos de agua dulce en caso de utilizarlo como fuente de abastecimiento. Para ello se estudió la geología local de la zona de estudio, tanto a nivel superficial como subterránea. Se estudió además la piezometría y se interpretó una prueba de bombeo para evaluar los parámetros hidráulicos. Las relaciones agua dulce – agua salada se estudiaron con base en perfiles de salinidad obtenidos en pozos que se perforaron a profundidad necesaria para observar las variaciones de salinidad en el agua subterránea. Además, se estudiaron tendidos geofísicos que proveen, junto con la información geológica y de perfiles de salinidad, valiosa información sobre las unidades geológicas del subsuelo y los cuerpos de agua de diferente salinidad.

Los resultados demuestran que el funcionamiento hidrodinámico del acuífero es similar al de un acuífero costero en una isla oceánica, en este caso limitado por cuerpos de agua marina y lagunar. Existe un delgado lente de agua dulce que “flota” sobre el agua salina y que varía en espesor de acuerdo a las temporadas de lluvias y estiaje. Los perfiles de salinidad evidencian que la salinidad en la franja lagunar es mucho mayor que la que se encuentra en el litoral marino, alcanzándose valores de hipersalinidad del agua subterránea en temporada de estiaje. Sin embargo, la dilución de la sal en temporada de lluvias es significativa. El nivel freático en general es somero, por lo general menor a 3 m, por lo que toda la barra arenosa se encuentra expuesta a la evapotranspiración, siendo esta una de las principales salidas de agua subterránea del acuífero. Otras salidas importantes de agua dulce son la descarga subterránea hacia los litorales, tanto marino como lagunar y la explotación por medio de jagüeyes en la porción oriental de la zona de estudio. La recarga ocurre únicamente por infiltración de agua de lluvia que genera recuperaciones del nivel y mantiene un equilibrio tanto en el funcionamiento hidrodinámico como en la dilución de la salinidad a profundidad.

El acuífero se encuentra afectado por intrusión marina, en la costa marina desde los 10 m de profundidad aproximadamente y en la costa lagunar a 8 m. Esto provoca que el delgado lente de agua dulce se encuentre en un delicado equilibrio entre el agua de recarga y descarga. No obstante, se calcularon los caudales máximos recomendados en caso de utilizar al acuífero como fuente de agua dulce. Este análisis demuestra que los caudales máximos que se pueden obtener son reducidos y por tanto no serían suficientes para abastecer un incremento de población en la zona.

Palabras clave: *Acuífero costero, salinidad del agua, intrusión marina, caudales máximos en un entorno costero, perfiles de salinidad.*

Abstract

The aim of this thesis is the hydrogeological characterization of the Laguna Grande coastal aquifer in Sinaloa and to evaluate the critical freshwater pumping rates if used as a freshwater source. For this matter, the local surface and underground geology of the study area was revised. The piezometry was also studied along with the interpretation of a pumping test to evaluate the hydraulic properties of the aquifer. The saltwater – freshwater relations were studied based on salinity profiles obtained in wells drilled to the necessary depth required to observe the variations of salinity in groundwater. In addition, geophysical logs were studied that provide, along with geological data and salinity profiles, valuable information on subsurface geological strata and groundwater bodies of different salinity.

The results show that the hydrodynamic behavior of the aquifer in question is similar to that of a coastal aquifer in a coastal island, in this case limited by marine and lagoon water bodies. There is a thin freshwater lens that “floats” on top of saline water and varies in thickness according to the rainy and dry seasons. The salinity profiles show that the salinity in the lagoon border is much greater than that found in the sea coast, reaching hypersaline water levels during the dry season. However, the dilution of the salt during the rainy season is significant. The water table is generally shallow, with values of less than 3 m, which causes the sand bar to be exposed to evapotranspiration, being this one of the main groundwater outputs from the aquifer. Other important outputs are the freshwater discharge towards the coast and the lagoon and through surface abstraction of groundwater by means of jagüeyes in the eastern portion of the study area. Recharge occurs only by rainwater infiltration that generates the recovery of water levels and maintains a balance in both the hydrodynamic behavior and the dilution of salt at depth.

The aquifer is affected by seawater intrusion in the sea coast at a depth of approximately 10 m and at the lagoon border at a depth of 8 m. This causes the thin freshwater lens to be in a delicate equilibrium between recharge and discharge of freshwater. However, critical pumping rates were calculated considering and abstraction scenario. This analysis shows that the groundwater abstraction rates that can be obtained are small and therefore would not be enough to supply an increase in population in the area.

Key words: Coastal aquifer, water salinity, seawater intrusion, critical pumping rates in a coastal setting, salinity profiles.



CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO DE REFERENCIA

2.1 Hidrodinámica y particularidades de acuíferos costeros

2.2 Conceptos previos

2.2.1 Relaciones de salinidad

2.2.2 Relaciones de densidad

2.3 Caracterización de la cuña de intrusión marina

2.3.1 Métodos teóricos

2.3.2 Métodos indirectos

2.3.3 Métodos directos

2.4 Acuíferos costeros en islas oceánicas

2.5 Estimación de caudales máximos de agua dulce en un entorno costero

2.6 Modelación numérica de acuíferos costeros

2.7 Control de la intrusión marina en acuíferos costeros

MARCO TEÓRICO DE REFERENCIA

Los acuíferos costeros son sistemas de flujo con particularidades que los acuíferos continentales no presentan debido a que se encuentran conectados hidráulicamente con el mar y por ende con el agua salada, lo cual ocasiona que las diferencias de densidad entre el agua dulce y salada tenga un efecto en el flujo del agua subterránea.

A continuación se presenta el fundamento teórico que sustenta el estudio de estos sistemas de flujo, involucrando su funcionamiento hidrodinámico y las particularidades que les atañen, así como los métodos para caracterizar la cuña de intrusión y las bases teóricas utilizadas en la predicción matemática de los caudales máximos. Además, se presenta la teoría detrás de la modelación numérica de estos sistemas de flujo.

2.1 Hidrodinámica y particularidades de acuíferos costeros

Consideraciones introductorias

Las zonas costeras comúnmente corresponden con las áreas más densamente pobladas del mundo, Finkl (1994) reporta que aproximadamente el 50% de la población mundial vive en zonas costeras, una cifra que probablemente aumentará a un 75% durante este siglo. Las razones de esta sobrepoblación son tan variadas como la disponibilidad de terreno plano, vías de comunicación, transporte marítimo, suelos productivos, una alta productividad de materia orgánica y por la preferencia ancestral del hombre por el clima y el entorno marítimo (Custodio 2002). Este creciente número de habitantes requerirá cada vez más agua para la agricultura, la industria y el uso doméstico que dará lugar a tensiones en la disponibilidad limitada de este recurso (Vandenbohede et al 2008).

La demanda de agua dulce en estas zonas supera fácilmente la disponibilidad de recursos hídricos disponibles cuando estas áreas no son alimentadas directamente por ríos y cuando la escasez en el suministro de agua es común (Custodio 1987).

La zona costera se puede entender como el área de transición entre el medio continental y el marino, así como la transición de agua dulce a agua salada (Custodio 1987). Según Vandenbohede et al (2008), esta transición provoca una distribución natural de agua dulce, salobre y salada que es resultado de una evolución durante la historia geológica reciente. El mismo autor menciona que esta distribución puede encontrarse en un equilibrio dinámico, como en el caso de Bélgica, o puede seguir evolucionando, como es el caso de los Países Bajos.

Custodio (1987), menciona que la actividad humana interfiere con los procesos naturales y por ende se producen cambios físicos y biológicos que alteran el equilibrio en estas zonas, tales como la intrusión de agua de mar (intrusión marina), la destrucción del hábitat natural o la modificación de la costa a través de la erosión y sedimentación. Además, las altas tasas de extracción de agua subterránea conducen a la disminución de cargas hidráulicas, lo cual genera una influencia en los patrones de flujo subterráneo y en el balance de aguas de una zona (Vandenbohede et al 2008). También de importancia es que los ecosistemas que dependen del agua subterránea en estas zonas, como es el caso del acuífero costero kárstico de Yucatán, son extremadamente vulnerables a la contaminación debido a la rápida infiltración, las altas velocidades de flujo subterráneo y la retención limitada de contaminantes en geología kárstica (Gondwe et al 2010).

Características de acuíferos costeros

El comportamiento de los acuíferos costeros, además de las características geológicas que pudieran derivarse de la sedimentación en un entorno con variación de facies y de los procesos costeros, está condicionado por la carga hidráulica fija impuesta por el mar y por la mayor densidad del agua de mar (Custodio 2002).

En la mayoría de los sistemas acuíferos costeros, el agua subterránea fluye naturalmente hacia el mar a consecuencia del potencial de carga hidráulica producto de la recarga. Como el nivel medio del mar es prácticamente constante, no existe flujo inducido excepto por las fluctuaciones periódicas de las mareas que son de corta duración (Custodio 2002).

Fetter (2001), menciona que la descarga de agua subterránea dulce en un acuífero costero puede ocurrir a través de varios mecanismos naturales: (1) evapotranspiración, (2) filtración directa a manantiales, arroyos y ríos, agua de marea y al piso oceánico, (3) mezcla con agua salina subterránea en una zona de difusión, (4) flujo a través de una barrera semi-permeable bajo la influencia de un gradiente hidráulico y por último (5) flujo a través de una barrera semi-permeable debido a la presión osmótica causada por un gradiente salino. Estos mecanismos se esquematizan en la Figura 2.1.

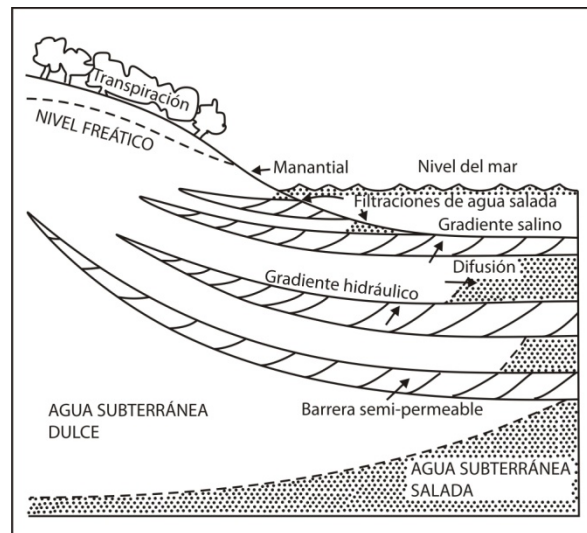


Figura 2.1 Relaciones típicas agua dulce-agua salada en un acuífero costero multicapa. Modificada de Fetter (2001).

Los mecanismos (1) y (2) son muy eficientes en la descarga de agua subterránea en acuíferos libres. Por otro lado, en acuíferos confinados profundos, sólo ocurren los mecanismos (3), (4) y (5), que no son tan eficientes (Fetter 2001).

La posición y la forma de la frontera entre agua subterránea dulce y agua subterránea salada en un acuífero costero, es función del volumen de descarga de agua dulce (excluyendo características intrínsecas del acuífero). Por tanto, cualquier acción que modifique el volumen de descarga de agua subterránea dulce resultará en un cambio en la frontera agua dulce-agua salada. La acción de la marea puede inducir fluctuaciones menores en esta frontera, además de los cambios estacionales en la cantidad de agua dulce descargada. Por esta razón, la frontera se encuentra en un estado de cuasi-equilibrio (Fetter 2001). Este tema se tratará con mayor detalle en el subcapítulo 2.3.

2.2 Conceptos Previos

El estudio del flujo de agua subterránea en zonas costeras y el transporte de sales se deben considerar como un solo tema. Esto se debe a que variaciones espacio-temporales en la salinidad dan lugar a diferencias de densidad que controlan los patrones de flujo (Post et al 2010).

2.2.1 Relaciones de salinidad

Origen de la salinización en acuíferos costeros

El agua de mar es la fuente más importante de salinización de agua subterránea en acuíferos costeros. La mezcla de 2% de agua de mar produce un deterioro notable. Un 4% representa un deterioro grave para muchos usos. Si llega a un 6%, el agua será prácticamente inutilizable salvo para usos de enfriamiento y lavado (Custodio 2002).

Sin embargo, el origen de la salinidad en acuíferos costeros no es debido únicamente a la intrusión de agua marina. Existen otras fuentes posibles (Custodio 2002), como son:

- La presencia de 'agua fósil' marina no drenada en acuitardos o en sistemas acuíferos de flujo muy lento.
- Espray de agua marina en zonas costeras con fuertes vientos.
- La evapo-concentración intensiva de agua superficial y subterránea en climas secos.
- La intensa evaporación de agua subterránea en zonas de descarga y en humedales.
- La disolución de evaporitas existentes en formaciones geológicas.
- El desplazamiento de agua salina contenida en formaciones geológicas profundas.
- La infiltración de retornos por riego de carácter salino.
- La contaminación por agua salina derivada de:
 - Drenado de minas y lixiviados.
 - Filtraciones salobres o salinas producto de procesos industriales y plantas de enfriamiento.
 - Aguas residuales de plantas de desalación.
 - Disolución de sal utilizada para deshielo de caminos.
 - Evaporación intensiva de agua en fábricas.
- Agua salina importada de otras áreas.

Los océanos constituyen alrededor del 98% de la hidrósfera, y por tanto para fines prácticos, la composición promedio de la hidrósfera es de agua de mar (Hem 1985), que tiene una composición química prácticamente constante a excepción de cambios menores relacionados con las tasas variables de evaporación (Custodio 1987).

El agua salada o salina se define como aquella con un contenido en cloruros igual o muy próximo al del mar, por ejemplo de 19,000 ppm (Custodio 1976). A continuación se presenta la

Tabla 2.1 con las concentraciones promedio de los iones principales disueltos presentes en el agua de mar.

Tabla 2.1 Composición del agua de mar. Modificada de Hem (1985).

Componente	Concentración (mg/L)	Forma en que ocurren los componentes
Cl	19,000	Cl ⁻
Na	10,500	Na ⁺
SO ₄	2,700	SO ₄ ⁻²
Mg	1,350	Mg ²⁺
Ca	410	Ca ²⁺
K	390	K ⁺
HCO ₃	142	HCO ₃ ⁻

Hem (1985) menciona que el cloruro (Cl) es el anión principal y se desplaza a través de los acuíferos casi a la misma velocidad que la penetración de agua de mar. Por tanto, un incremento en las concentraciones de cloruro puede ser un primer indicador de la intrusión de agua marina.

Desalación de acuíferos costeros

Como ya se comentó anteriormente, los acuíferos costeros se caracterizan por la confrontación entre condiciones marinas y continentales, lo que resulta en la salinización de los mismos, pero también puede resultar en su desalación o dilución de la sal. Según Walraevens et al (2004), la desalación puede ser de origen natural, como por ejemplo el desarrollo de cordones de dunas litorales que actúan como zonas de recarga, o puede ser inducida por el hombre con recarga artificial.

Cada uno de estos mecanismos (salinización o desalación) tiene su propia escala de tiempo (Ver Figura 2.2), y la relación actual de agua dulce/salada en un acuífero costero está determinada comúnmente por los fenómenos hidrogeológicos y fisiográficos de largo plazo de la región (Walraevens et al 2004).

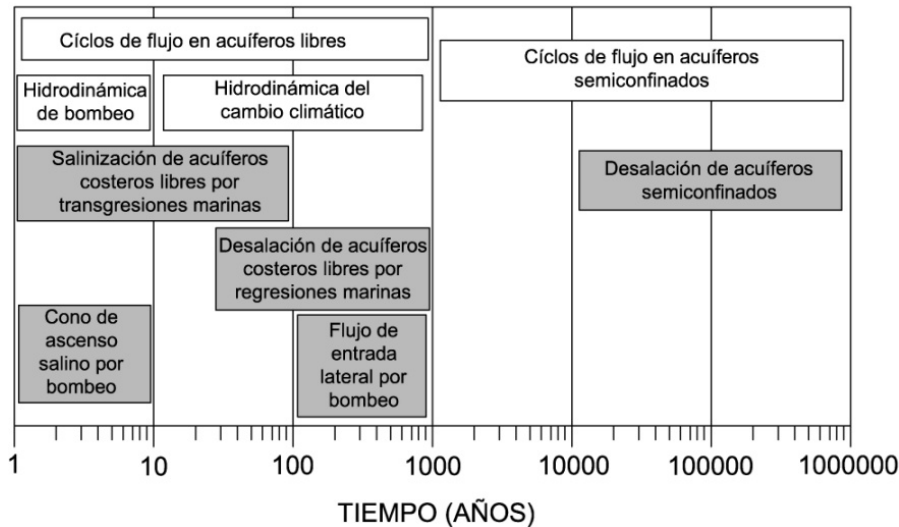


Figura 2.2 Escala de tiempo de procesos hidrodinámicos e hidroquímicos en acuíferos costeros. Modificada de Walraevens et al (2004).

Como se observa en la Figura 2.2, los acuíferos libres reaccionan en escalas de tiempo menores que los acuíferos semiconfinados para llegar a condiciones de equilibrio. Además, los procesos hidroquímicos (aquellos resaltados en gris) requieren de un tiempo mayor de respuesta a un nuevo equilibrio que los procesos hidrodinámicos. Esto está relacionado con el hecho de que la hidrodinámica es uno de los factores determinantes en la hidrogeoquímica, debido a los mecanismos principales de transporte de masa en el agua subterránea: la advección y la dispersión hidrodinámica¹ (Walraevens et al 2004).

La desalación requiere de un mayor tiempo para actuar que la salinización. Esto es, una mezcla del 95% de agua dulce (STD: 375 mg/L) con sólo 5% de agua de mar (STD: 35,000 mg/L) produce agua relativamente salobre con una concentración de STD de 2,106 mg/L, misma que ya no puede considerarse como "dulce". En comparación, una mezcla del 95% de agua de mar con un 5% de agua dulce tiene una concentración de STD de 33,269 mg/L y por tanto se considera salada (Walraevens et al 2004). La salinidad aceptable (concentración del ion cloruro) para consumo humano en agua subterránea según la World Health Organization (WHO 2004) es de 250 mg/L o una conductividad eléctrica equivalente (White et al 2009).

La salinidad del agua puede expresarse con base en tres parámetros principales:

- Concentración de Sólidos Totales Disueltos (STD). Para expresar el grado de salinidad del agua subterránea. Generalmente se determina en laboratorio analítico o con equipo analítico especializado en medición de componentes disueltos. Se expresa en mg/L (Hiscock 2005).

¹ Advección se define como la componente de movimiento de solutos atribuido al transporte causado por el flujo de agua subterránea. La velocidad advectiva de un contaminante (sal) es la velocidad lineal promedio del agua subterránea y se puede calcular por medio de la Ley de Darcy (Hiscock 2005).

Dispersión hidrodinámica es el proceso de separación de partículas en el agua subterránea y ocurre como consecuencia de la mezcla mecánica y la difusión molecular (Hiscock 2005).

- Conductividad Eléctrica (CE). Se define como la facilidad con la que una corriente eléctrica pasa a través de un material, en este caso agua subterránea (Allaby 2008). Es una propiedad física del agua que está en función de las sales disueltas. Es el recíproco de la resistividad. Se expresa en $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Hiscock 2005).
- Concentración del ión cloruro (Cl). Se determina en laboratorio. Se expresa en mg/L.

La fórmula para relacionar los STD con la CE se expresa de la siguiente manera (Hiscock 2005):

$$STD (mg L^{-1}) = k_e \cdot CE (\mu S cm^{-1})$$

Donde el factor de correlación k_e generalmente tiene valores de 0.5 y 0.8.

Como recordatorio, se denomina concentración a la cantidad de un determinado elemento disuelto en un volumen de agua, se puede expresar de las siguientes maneras según Hem (1985):

- Peso del soluto en peso de disolvente, expresado en ppm, ppb o ppt
- Peso del soluto en volumen de disolvente, expresado en mg/L o $\mu\text{g}/\text{L}$

Donde:

1 mg/L = 1 ppm. Relación aceptable hasta concentraciones de 7,000 mg/L (Hem 1985).

2.2.2 Relaciones de densidad

El agua subterránea en zonas costeras puede considerarse como un fluido no homogéneo en virtud de la variabilidad espacial de su densidad, que es función principalmente de:

- Sales disueltas (STD Sólidos Totales Disueltos)
- Temperatura

Por consiguiente, el agua puede clasificarse de la siguiente manera en función de la cantidad de STD:

- Agua dulce
- Agua salobre
- Agua salada
- Salmuera

La densidad del agua está en función de la salinidad y temperatura, se puede calcular con la fórmula (Custodio 1987):

$$\rho = 1000 + 0.8554S - 0.0065 (t - 4 + 0.2214S)^2$$

Donde:

ρ =densidad (kg/m³)

S = salinidad (g/L de STD)

t = temperatura (° C)

A continuación se presenta la Tabla 2.2 con los valores teóricos de CE, STD, Cl y densidad para tres tipos de agua:

Tabla 2.2 Valores guía de agua dulce, salobre y salada Integrada con datos tomados de Custodio (1976) y (1987) y de Hem (1985).

Parámetro	Agua dulce	Agua salobre	Agua salada/ Agua de mar
CE (μS/cm)	<1,000	1,000 – 10,000	54,000
STD (mg/L)	0 – 1,000	1,000 – 10,000	10,000 – 100,000 (35,000)
Cl (mg/L)	100	100 – 1,100	25,000
Densidad (Ton/m ³)	1.00	1.01	1.025

2.3 Caracterización de la cuña de intrusión marina

El estudio y caracterización de la cuña de intrusión marina y de las relaciones agua dulce-agua salada se remonta al S.XIX con la primera publicación científica de Braithwaite en 1855, pero la primera ley cuantitativa ocurre en 1889 por el holandés Badon Ghyben y en 1901 por el alemán A. Herzberg. Fetter (2001) menciona que Joseph Du Commun realizó estas mismas observaciones más de medio siglo antes (1828), sin embargo no se le da crédito en la literatura. Posterior a Ghyben y Herzberg, la mayoría de las contribuciones fueron cualitativas exceptuando algunas japonesas poco conocidas en occidente. Fue hasta 1940 cuando Hubbert aportó nuevas revelaciones en el tema de la dinámica concerniente a sistemas de flujo en zonas costeras (Custodio 1976).

Custodio (1976) define a la cuña de agua salada o cuña salina como una masa de agua de gran longitud con sección en forma de cuña apoyada en la base del acuífero y con el vértice o pie hacia tierra adentro (Ver Figura 2.3). Además, define a la intrusión de agua salada o marina como el movimiento temporal o permanente del agua salada tierra adentro, desplazando al agua dulce.

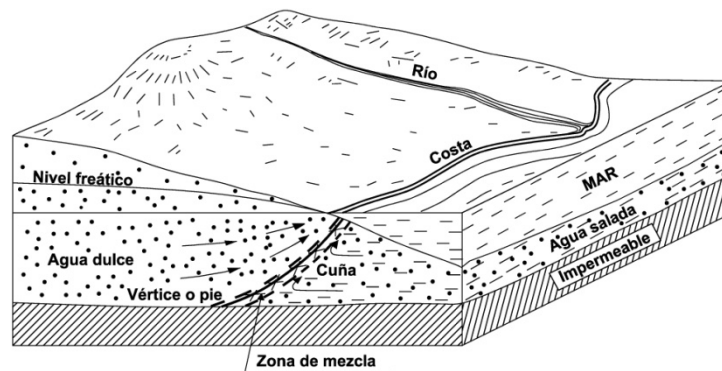


Figura 2.3 Cuña de intrusión marina en un acuífero costero. Modificada de Custodio (1976).

El límite entre dos fluidos inmiscibles, tales como agua y petróleo, está claramente definido y es brusco, formando una interfase. Sin embargo, si esos dos fluidos son miscibles, tales como agua dulce y agua salada, no existe una interfaz brusca sino que se pasa de un fluido a otro a través de una zona de mezcla, que refleja con intensidad variable las propiedades químicas e hidráulicas de cada uno de los líquidos originales y su ancho depende de la difusividad² y dispersividad del medio, de las características del movimiento y de las circunstancias del acuífero (Custodio 1976).

La zona de mezcla dentro de la cual se sitúa la interfaz teórica, es una zona dinámica en la cual el agua se mueve no sólo como consecuencia de las diferencias de densidad, sino también a consecuencia de cambios de nivel piezométrico entre ambos líquidos. El peso específico del agua dulce se puede tomar como $\rho_d = 1,000 \text{ kg/m}^3$ y el del agua marina como 1,020 y 1,030 según la salinidad y temperatura, siendo el valor más usual el de $\rho_s = 1,025$ (para 19,000 ppm de

² Difusión se define como el movimiento de moléculas o iones de una región de mayor a menor concentración de solutos como resultado de su movimiento térmico al azar (Allaby 2008).

Cl⁻ o su equivalente 35 g/L de sales disueltas). La viscosidad del agua marina es aproximadamente un 30% mayor que la del agua dulce a igual temperatura (Custodio 1976).

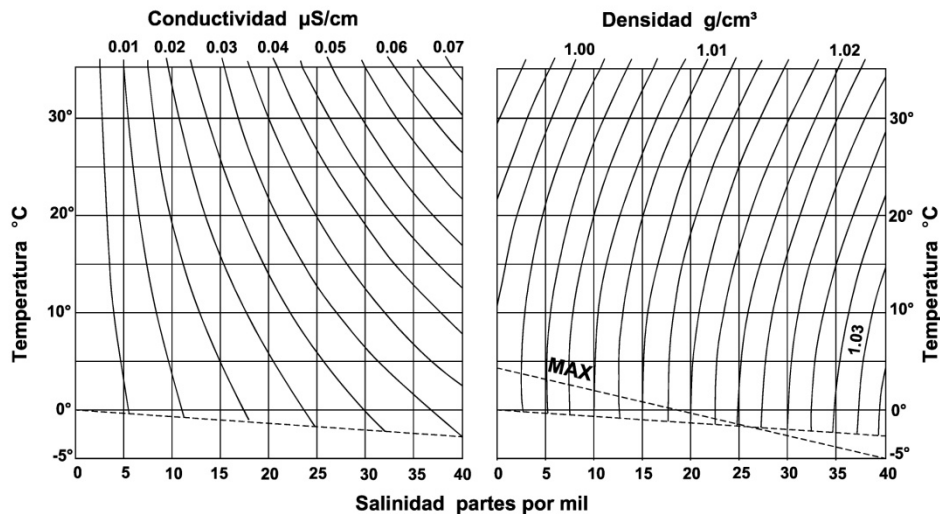


Figura 2.4 Conductividad y peso específico (densidad) de soluciones de agua marina o mezclas con agua dulce en función de la salinidad y de la temperatura. Se indican las líneas de peso específico máximo y las líneas de congelación en punteadas. Modificada de Custodio (1976).

El espesor de la zona de transición o de mezcla puede variar desde unos cuantos metros en acuíferos relativamente estables y sin influencia de bombeos, hasta centenares de metros en acuíferos muy manipulados con pozos que bombean y se detienen a menudo (Castillo-Gurrola 2003).

Custodio (1987) señala que en acuíferos no homogéneos altamente permeables y esencialmente cuando el flujo de agua dulce es reducido, la parte superior de la zona de transición puede extenderse hasta el nivel freático y por tanto no se encontrará agua dulce o bien esta se reducirá a una delgada capa o lente.

La zona de mezcla se expande y contrae de acuerdo a la sucesión de las mareas y a periodos de lluvia y estiaje. Una disminución en el espesor implica necesariamente un aumento en el flujo hacia el mar dentro de la zona de mezcla a fin de conservar el equilibrio salino. Este flujo es eficaz en el transporte de sales hacia el mar (Custodio 1987).

Según Barlow et al (2009), en la costa del Atlántico la zona de transición entre agua dulce y salada oscila entre menos de 30 m de espesor en acuíferos relativamente delgados a más de 600 m de espesor y 60 km de largo en acuíferos confinados y de potente espesor.

El agua dulce en acuíferos confinados puede encontrarse a decenas de kilómetros mar adentro, como es el caso de algunos acuíferos confinados en la costa del Atlántico donde según reporta Barlow et al (2009) se atribuye su presencia a la recarga que ocurrió durante los últimos 900,000 años cuando el nivel del mar era más bajo que el actual.

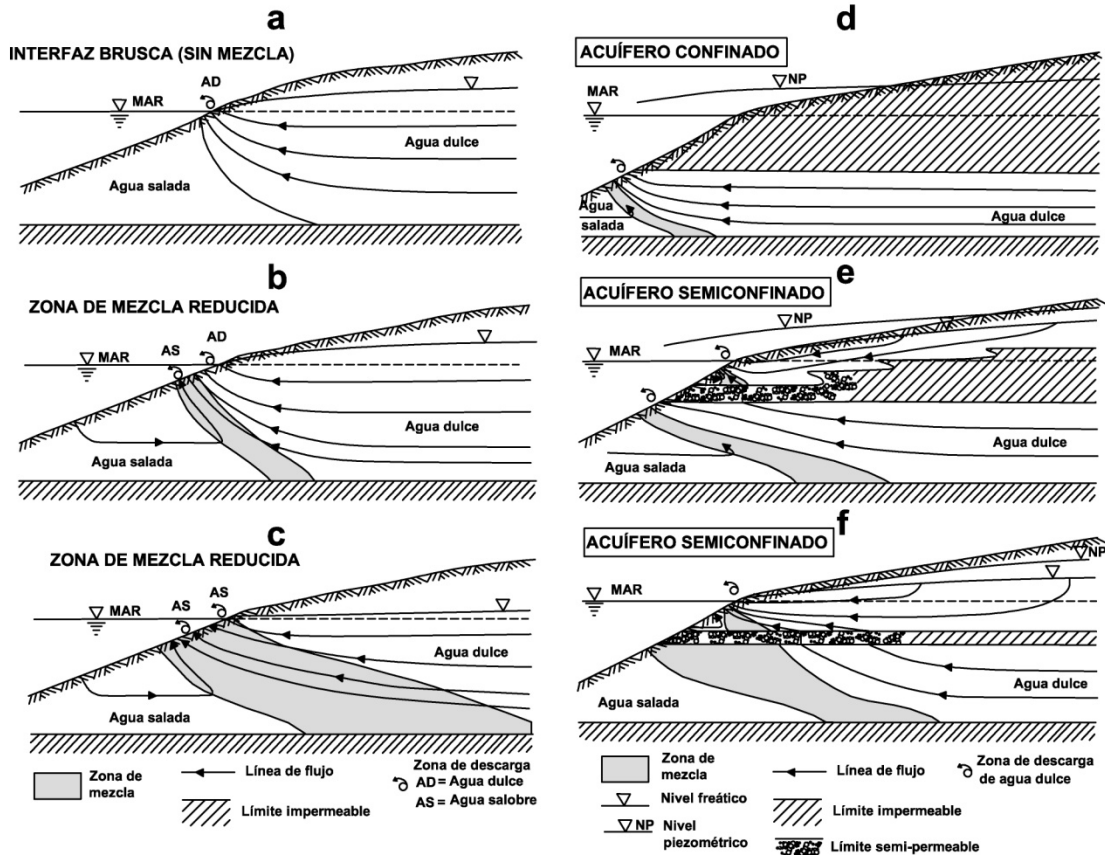


Figura 2.5 Relaciones agua dulce-agua salada en acuíferos costeros. Las figuras a, b y c corresponden con acuíferos libres homogéneos. Las figuras d, e y f corresponden con acuíferos costeros confinados y semiconfinados. La escala vertical está exagerada en la zona bajo en nivel del mar. La figura a: interfaz brusca en condiciones de equilibrio; b: y c: muestran el desarrollo de la zona de mezcla, nótese el cambio en la inclinación del nivel freático; d: acuífero confinado con descarga hacia el mar; e: muestra el efecto que tiene una capa de baja permeabilidad que se adelgaza hacia la costa, permitiendo descarga vertical ascendente a un acuífero libre suprayacente; f: muestra un límite poco permeable de poco espesor que permite descarga de agua dulce hacia el acuífero libre superior, no hay descarga hacia el mar. Modificada de Custodio (2002).

En acuíferos confinados (Figura 2.5) el agua subterránea dulce descarga en el piso oceánico, directamente o a través de materiales permeables si la carga hidráulica es suficiente para compensar la columna superior de agua salada más densa (Custodio 2002).

Con respecto a la intrusión salina en acuíferos libres (Figura 2.5) y particularmente en islas oceánicas (Ver subcapítulo 2.4), Lyles (2000) menciona que en un acuífero libre sin bombeo y que guarda contacto con el mar en la línea costera o mar adentro, el agua dulce que es menos densa que la salada “flota” en forma de lente sobre el agua salada y el peso del agua dulce suprayacente deprime el agua salada por debajo del nivel del mar. La recarga de agua dulce en estos acuífero generalmente se mueve aguas abajo y eventualmente descarga hacia zonas costeras bajas y hacia el mar. Sin embargo, con presencia de bombeo se reduce el espesor del lente de agua dulce lo cual provoca la disminución o incluso la inversión del flujo hacia el mar de

tal manera que el agua se moverá tierra adentro. Este tema se tratará con mayor detalle en los subcapítulos 2.4 y 2.5.

La extensión de la intrusión salina en un acuífero está en función de varios factores (Barlow et al 2009):

- La tasa de extracción de agua subterránea comparada con la recarga total de agua dulce en el acuífero.
- La distancia entre las zonas de descarga de agua subterránea, tales como bombeo en pozos, y las fuentes de salinidad.
- La estructura geológica del acuífero o sistema acuífero. Incluyendo rasgos estructurales como pliegues, fallas y cañones submarinos.
- La distribución de las propiedades hidráulicas del acuífero, incluyendo la interconectividad de unidades de alta permeabilidad dentro de un sistema acuífero multicasas.
- La presencia de unidades confinantes que puedan prevenir el flujo de agua salina hacia el acuífero o dentro de él.

Intrusión marina en México

Castillo-Gurrola (2003) señala que en México la intrusión salina se encuentra presente en 18 acuíferos ubicados en los estados de Baja California, Baja California Sur, Colima, Sonora y Veracruz. Cardoso (1993) y Marín (2002) mencionan que los problemas de mayor extensión de intrusión marina ocurren al oeste de Sonora y en Baja California Norte y Sur, con problemas menores en la península de Yucatán, el estado de Veracruz en el Golfo de México y en los estados de Sinaloa y Nayarit en la costa de Pacífico.

Se han publicado numerosos artículos sobre el flujo de agua subterránea y las relaciones de salinidad en el acuífero costero kárstico de la Península de Yucatán. Bauer-Gottwein et al (2011) menciona que es uno de los acuíferos kársticos transfronterizos más extensos y espectaculares del mundo con un área de aproximadamente 165,000 km². Reporta que grandes zonas del acuífero están afectadas por intrusión marina tanto por fenómenos naturales como por las altas tasas de extracción asociadas a las grandes masas de población en las zonas costeras de la Península. Además, menciona que a consecuencia de las altas conductividades hidráulicas (hasta de 1 m/s) en el acuífero kárstico, las elevaciones del nivel freático son bajas lo cual facilita la intrusión marina de varios kilómetros hacia tierra adentro.

Métodos para caracterizar la cuña de intrusión marina

La caracterización y posición de la cuña de intrusión marina se puede abordar por medio de tres aproximaciones diferentes. La primera corresponde con modelos y fórmulas matemáticas que se agrupan en los métodos teóricos. La segunda corresponde con la geofísica que son métodos indirectos. La tercera aproximación es por medio de perfiles de salinidad medidos directamente en piezómetros y/o pozos y por tanto se trata de un método directo.

2.3.1 Métodos Teóricos

Relación de Ghyben-Herzberg (G-H)

Como se mencionó anteriormente, las observaciones de Ghyben (1889) y Herzberg (1901) han sido ampliamente citadas generando así el principio que lleva su nombre. El principio de Ghyben-Herzberg se basa en el equilibrio hidrostático de dos fluidos inmiscibles de densidad diferente (Figura 2.6) en un acuífero libre y homogéneo. En cualquier punto de la interfaz brusca, la presión de la columna de agua en ambos lados debe ser la misma. Esta presión está dada por la profundidad a la interfaz multiplicada por la densidad del agua (Custodio 1987). Lo cual conduce a que la profundidad a la que se encuentra la interfaz brusca es aproximadamente 40 veces la altura del nivel freático sobre el nivel del mar (Fetter 2001).

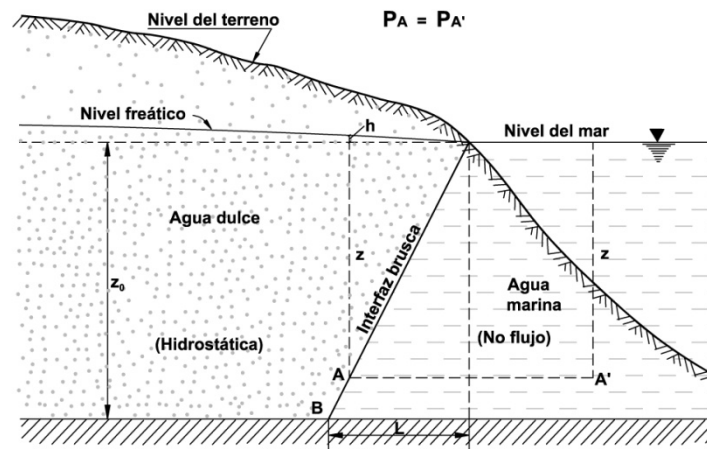


Figura 2.6 Equilibrio del agua dulce y salada en un acuífero costero de acuerdo a Ghyben-Herzberg. Modificada de Custodio (1987).

Explicación dada por Custodio (1987):

$$\text{Presión de agua dulce en el punto A } (P_A) = (h + z) \rho_d$$

$$\text{Presión de agua salada en el punto A' } (P_{A'}) = z \rho_s$$

La ecuación de G-H se expresa de la siguiente manera:

$$(h + z)\rho_d = z\rho_s; \quad z = \frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} h = \alpha h \quad (2.1)$$

Donde:

h = carga hidráulica del agua dulce (elevación del nivel freático sobre el nivel del mar) [m]

z = profundidad a la interfaz bajo el nivel del mar [m]; $z = 40h$, con las siguientes densidades:

ρ_d = densidad del agua dulce $\approx 1,000$ [kg/m³]

ρ_s = densidad del agua salada $\approx 1,025$ [kg/m³] (Generalmente entre 1,020 y 1,030, en función de salinidad y temperatura)

$\alpha = \rho_d / (\rho_s - \rho_d) \approx 40$ [adimensional] (generalmente entre 33 y 50)

Se puede observar con la ecuación de G-H que pequeñas variaciones en la carga hidráulica del agua dulce tendrán grandes efectos en la posición de la interfaz. Si disminuye el nivel freático en 1 m, la interfaz ascenderá 40 m. La relación de Ghyben-Herzberg también se puede aplicar a acuíferos confinados al sustituir el nivel freático por el nivel piezométrico (Hiscock 2005).

La ecuación de G-H tiene amplia difusión por su simplicidad, sin embargo se deben tomar en cuenta las siguientes limitaciones (Hiscock 2005):

- El flujo de agua dulce es horizontal (Condición de Dupuit)
- No existe flujo de agua salada
- La interfaz es un plano, no existe zona de mezcla
- Asume que todo el flujo de agua dulce descarga exactamente en la línea de costa

En la mayoría de las situaciones reales, la relación de G-H subestima la profundidad a la interfaz, sin embargo puede producir resultados confiables siempre y cuando se utilice en zonas alejadas de la costa debido a que en esa zona ocurre flujo vertical (Xun et al 2009), lo cual conduce a la corrección de Hubbert.

Relación de Hubbert

Hubbert (1940) introdujo el concepto de que la descarga de agua dulce produce un gap entre la costa y el piso oceánico. La interfaz entre agua dulce y salada se sigue considerando como brusca y en condiciones de no flujo. El agua salada se sigue considerando estática, pero la interfaz no interseca a la costa (Ver Figura 2.7 a). En cambio, interseca el piso oceánico a cierta distancia de la costa dejando un espacio o gap a través del cual puede descargar el agua dulce hacia el mar (Burnett et al 2003).

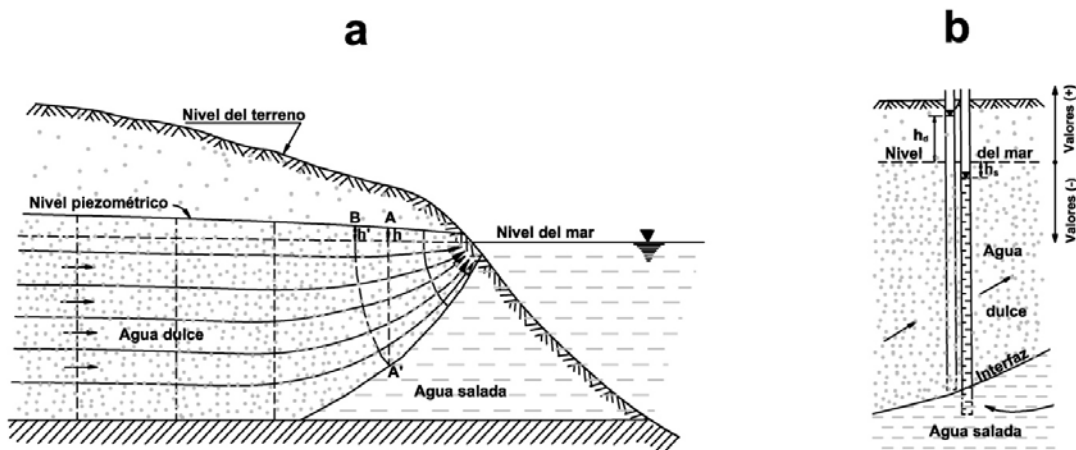


Figura 2.7 a: Corrección de Hubbert y b: esquema para el cálculo de la fórmula de Hubbert. Modificada de Custodio (1976).

Suponiendo que no existe zona de mezcla de aguas y que el agua salada está estática, puede calcularse la posición de la interfaz en un cierto punto aplicando la ley de G-H si se toma como cota del agua dulce la que corresponde al potencial sobre ella, o sea si se toma para el cálculo de la profundidad de la interfaz en A (Figura 2.7 a) la cota en B, situando en la equipotencial que pasa por A'. A esta se le llama la corrección de Hubbert (Custodio 1976).

Para obtener la fórmula de Hubbert, supóngase que en un cierto lugar se tiene dos piezómetros, uno abierto en el agua dulce justo por encima de la interfaz (Figura 2.7 b) y el otro lleno de agua salada y abierto justo por debajo de la interfaz. En el primero se observa un nivel de agua dulce sobre el nivel del mar h_d , que es el nivel en B, y en el segundo un nivel de agua salada h_s , generalmente negativo. La profundidad z de la interfaz está dada por el equilibrio entre ambas columnas de líquido (Custodio 1976).

$$(z + h_d) \rho_d = (z + h_s) \rho_s$$

De donde:

$$z = \frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} h_d - \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_d} h_s =$$

$$z = \alpha h_d - (1 + \alpha) h_s \quad (2.2)$$

que es la fórmula de Hubbert.

El primer sumando corresponde con la ley de G-H con un ajuste por distribución potencial (según el valor de h_d que se adopte), y el segundo es la corrección a realizar a causa del flujo de agua salada. Como h_s es en general negativo, la profundidad z así calculada es mayor que la que se calcularía de acuerdo a G-H con o sin corrección de potencial en la interfaz (Custodio 1976).

Modelo de Glover

La solución de Glover (1964) proporciona un método para calcular la dimensión de la zona de descarga de agua dulce en la costa y la posición de la interfaz agua dulce-agua salada (Burnett et al 2003). La Figura 2.8 esquematiza este planteamiento.

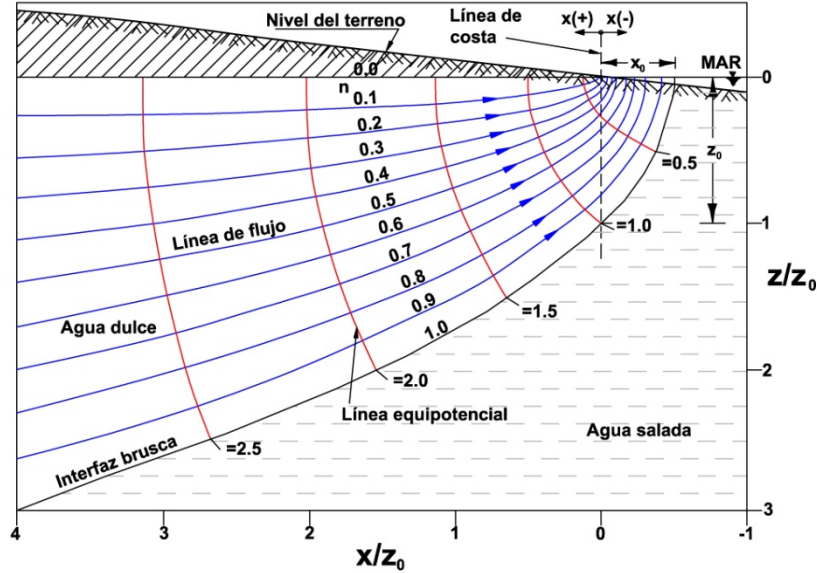


Figura 2.8 Esquema del patrón de flujo de agua dulce en la zona cercana a la costa. Modificada de Glover (1964).

El modelo de G-H asume que las condiciones estáticas producen una interfaz que interseca exactamente en la línea de costa lo cual no permite el flujo de agua subterránea dulce. Como se expuso anteriormente, Hubbert (1940) considera factores de movimiento dinámico del agua dulce subterránea que permiten que esta descargue por un espacio hacia el mar. Glover (1964) propone un modelo simple para calcular las dimensiones de este espacio (x) y la profundidad a la interfaz (z):

$$z = \sqrt{\frac{\alpha^2 q_0^2}{K^2} + \frac{2\alpha q_0 x}{K}} \quad (2.3)$$

El ancho de la zona de descarga (x_0) se expresa:

$$x_0 = -\frac{\alpha q_0}{K} \quad (2.4)$$

Y la elevación del nivel freático o piezométrico a cualquier distancia x de la costa:

$$h = \sqrt{\frac{2q_0 x}{\alpha K}} \quad (2.5)$$

El flujo sobre cada línea de flujo se obtiene con nq_0 (Ver Figura 2.8).

Donde:

q_0 = caudal subterráneo de descarga por longitud de línea de costa [L]

K = conductividad hidráulica [m/día]

$\alpha = \rho_d / (\rho_s - \rho_d)$ (Ver Modelo de G-H)

Esta aproximación, sin embargo, puede conducir a resultados no del todo correctos debido a que sigue considerando una interfaz brusca y que el agua salada se encuentra en estado estático (Burnett et al 2003).

Cooper (1964) menciona que en la zona de difusión entre agua dulce y agua salada, esta última no se encuentra en estado estático sino que fluye de manera cíclica desde el piso oceánico hasta la zona de difusión, este flujo es inducido por la dispersión de la sal producto del movimiento del frente salino.

Otros métodos para estimar la posición de la interfaz

Xun et al (2009) propone ecuaciones alternativas para el cálculo de la profundidad a la interfaz tomando en cuenta las suposiciones que el acuífero es homogéneo, isotrópico y libre, que el flujo de agua subterránea es estacionario y descarga hacia el mar y por último que el sistema de flujo cumple con la condición de Dupuit (flujo horizontal).

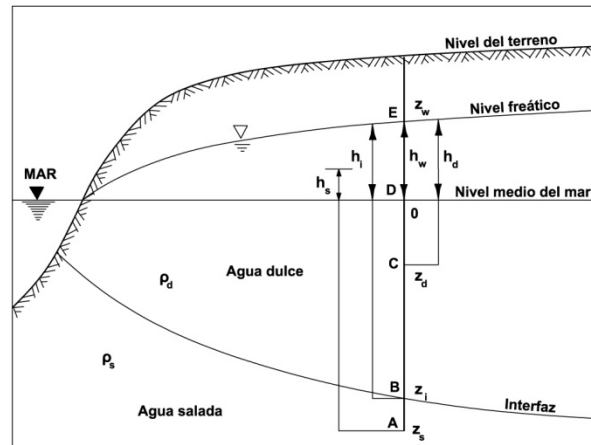


Figura 2.9 Relaciones agua dulce-agua salada en un acuífero costero donde el flujo de agua subterránea satisface la condición de Dupuit. Modificada de Xun et al (2009).

Tomando en cuenta que existe una línea vertical AE (Ver Figura 2.9) que interseca al nivel freático en el punto E, a la interfaz en el punto B y a cualquier punto dentro de la zona de agua salada bajo la interfaz en el punto A, se puede obtener la siguiente ecuación:

$$z_i = \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_d} h_s - \frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} h_w$$

$$z_i = (1 + \alpha)h_s - \alpha h_w = (1 + \alpha)h_s - h_i \quad (2.6)$$

Donde:

z_i = elevación del punto B sobre la interfaz

h_s = carga hidráulica del agua salada medida en el punto A

h_w = carga hidráulica del agua dulce en el punto E en el nivel freático

h_i = carga hidráulica del agua dulce en el punto B en la interfaz

La siguiente ecuación proporciona la elevación de la interfaz, determinada por la carga hidráulica del agua salada en el punto A, h_s , y por la carga hidráulica del agua dulce en el punto C sobre la misma línea vertical en la zona de agua dulce, h_d .

$$z_i = \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_d} h_s - \frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} h_d$$

$$z_i = (1 + \alpha)h_s - \alpha h_d = (1 + \alpha)h_s - h_i \quad (2.7)$$

En un caso particular, si los puntos A y C intersecan simultáneamente al nivel freático, esta ecuación se convierte en la relación de Hubbert.

Para obtener la elevación de la interfaz, cuando se tengan mediciones de presión hidrostática de dos puntos medidos en la zona de agua dulce y agua salada, respectivamente en la misma línea vertical y las elevaciones de los puntos son conocidos, se provee la siguiente ecuación:

$$z_i = \frac{P_s - P_d}{(\rho_s - \rho_d)g} + (1 + \alpha)z_s - \alpha z_d \quad (2.8)$$

Donde la presión hidrostática en el punto C, P_d , se define como:

$$P_d = \rho_d g(z_w - z_d) \quad (2.9)$$

Y la presión hidrostática en el punto A, P_s , se define como:

$$P_s = \rho_s g(z_i - z_s) + \rho_d g(z_w - z_i) \quad (2.10)$$

Donde:

- g = aceleración de la gravedad
- z_s = elevación del punto A en agua salada
- z_d = elevación del punto C en agua dulce
- z_w = elevación del nivel freático en el punto E

La siguiente tabla hace un compendio de los métodos expuestos anteriormente (excepto el método de Glover), enlistando las suposiciones, los requisitos, las fortalezas y las limitaciones de cada método (Xun et al 2009).

Tabla 2.3 Compendio de los métodos para calcular la posición de la interfaz. Modificada de Xun et al (2009).

Métodos	Suposiciones	Requisitos	Fortalezas	Limitaciones
Ghyben-Herzberg (Ecuación 2.1)	1. Acuífero homogéneo, isotrópico y libre 2. Estado hidrostático	1. Nivel freático 2. Un pozo o piezómetro	1. Simple 2. Muy utilizado	1. Las condiciones hidrostáticas no existen en zonas costeras reales 2. Subestima la profundidad real de la interfaz 3. No provee un espacio o gap de salida para agua dulce subterránea hacia el mar
Hubbert (Ecuación 2.2)	Dos fluidos separados por una interfaz brusca	Cargas hidráulicas de dos fluidos en el mismo punto sobre la interfaz	1. Estrictamente correcto 2. Relaciona las cargas hidráulicas de dos fluidos a la posición de la interfaz	1. No se conoce la interfaz a priori 2. No tiene aplicación práctica
Ecuación 2.6	1. Acuífero homogéneo, isotrópico y libre 2. Flujo estacionario de agua dulce subterránea hacia el mar 3. Debe satisfacer la condición de Dupuit	1. Carga hidráulica en cualquier punto de la zona de agua salada y el nivel freático en la misma línea vertical 2. Dos pozos o piezómetros cercanos	1. Relativa facilidad de uso 2. Relaciona carga hidráulica de agua salada y el nivel freático en la misma línea vertical con la interfaz 3. Útil cuando la carga hidráulica de agua salada no es igual al nivel medio del mar	La condición de Dupuit no se cumple en algunos casos en zonas costeras, principalmente en la zona cercana a la costa y lejos de ella
Ecuación 2.7	1. Acuífero homogéneo, isotrópico y libre 2. Flujo estacionario de agua dulce subterránea hacia el mar 3. Debe satisfacer la condición de Dupuit	1. Carga hidráulica en cualquier punto de la zona de agua salada y el nivel freático en la misma línea vertical 2. Dos pozos o piezómetros cercanos	1. Relativa facilidad de uso 2. Relaciona carga hidráulica de agua salada y el nivel freático en la misma línea vertical con la interfaz 3. Útil cuando la carga hidráulica de agua salada no es igual al nivel medio del mar	La condición de Dupuit no se cumple en algunos casos en zonas costeras, principalmente en la zona cercana a la costa y lejos de ella
Ecuación 2.8	1. Acuífero homogéneo, isotrópico y libre 2. Flujo estacionario de agua dulce subterránea hacia el mar 3. Debe satisfacer la condición de Dupuit	1. Presiones hidrostáticas en dos puntos en el agua dulce y salada respectivamente sobre la misma línea vertical y las elevaciones de los puntos 2. Dos transductores de presión en el mismo pozo o piezómetro	1. Relativa facilidad de uso 2. Relaciona carga hidráulica de agua salada y el nivel freático en la misma línea vertical con la interfaz 3. Útil cuando la carga hidráulica de agua salada no es igual al nivel medio del mar	La condición de Dupuit no se cumple en algunos casos en zonas costeras, principalmente en la zona cercana a la costa y lejos de ella

2.3.2 Métodos indirectos

Para el manejo adecuado del agua subterránea en acuíferos costeros, donde las condiciones hidrogeológicas son particularmente dinámicas y complejas debido a la naturaleza del medio, se necesita una gran cantidad de información en cuanto a propiedades geométricas e hidráulicas del acuífero. Gran parte de esta información es provista por pozos de bombeo, sin embargo, debido a su escasez y al carácter local de la información provista, resulta más rentable utilizar métodos geofísicos no invasivos que pueden proveer mediciones continuas para determinar las características hidráulicas y geométricas de un acuífero (Soupios et al 2009).

El mapeo de plumas de agua salada por medio de métodos tradicionales de perforación resulta difícil y costoso. Pozos con intervalos ranurados largos ocasionan la mezcla de agua y por tanto se suaviza la distribución vertical de sal. Pozos con intervalos ranurados cortos proveen una mejor resolución vertical de la salinidad pero se necesita un gran número de pozos para proveer una distribución vertical general de la salinidad lo cual resulta impráctico y costoso. Como consecuencia, es recomendable utilizar métodos geofísicos que complementen la información de pozos, de esta manera se tendrá una mejor comprensión de la posición y forma de la pluma salina lo cual favorecerá la mitigación y el correcto manejo del problema (Jansen 2011).

Entre los métodos geofísicos, los electromagnéticos son los más utilizados en la exploración y manejo de agua subterránea. En zonas costeras este método es útil para la configuración de la interfaz agua dulce-agua salada, así como para estimar el espesor del acuífero y para mapear la migración de la pluma salina en el tiempo (Soupios et al 2009). Land et al (2004) menciona que la conductividad eléctrica es una propiedad intrínseca en la química del agua subterránea, por tanto, los métodos eléctricos y electromagnéticos se adaptan bien para el estudio de relaciones agua dulce-salada en acuíferos costeros.

A continuación se presenta la Tabla 2.4 que expone los métodos geofísicos más utilizados en hidrogeología.

Tabla 2.4 Métodos geofísicos empleados en hidrogeología. Modificada de Weight (2001).

Método geofísico	Propiedad física dependiente
Resistivo	Resistividad
Electromagnético	Conductancia, inductancia
Georadar (GPR)	Conductividad

Las técnicas geofísicas que permiten medir propiedades electroquímicas de fluidos subterráneos caen dentro de dos categorías generales que son los métodos eléctricos y los electromagnéticos. La diferencia principal entre ambos estriba en la forma de conducción del flujo de corriente. Los sondeos eléctricos resistivos (Sondeos Eléctricos Verticales o SEV's por

ejemplo) introducen corriente eléctrica directamente al subsuelo a través de electrodos metálicos implantados. A diferencia de los métodos electromagnéticos, Tendidos Electromagnéticos o Transitorios Electromagnéticos en el dominio del tiempo (TEM's), que introducen corriente eléctrica al subsuelo al inducir un campo electromagnético (Land et al 2004).

Los métodos eléctricos (resistivos) proveen mejor resolución que los TEM's en los primeros 50-150 m de profundidad, sin embargo se requiere un buen acoplamiento con el tipo de suelo y el trabajo operacional en campo requiere de un mayor tiempo. Los TEM's, en cambio, pueden cubrir mayor área en menor tiempo y se utilizan para profundidades de 15-600 m (Jansen 2011).

Se explica únicamente el funcionamiento básico del método TEM debido a que es el más utilizado en acuíferos costeros y es el que se empleó en el área de estudio de esta tesis.

Durante un sondeo con TEM's, se genera un campo electromagnético primario por medio de un loop rectangular de cable transmisor a través del cual se conduce corriente alterna con periodos de igual duración de conducción y no conducción con frecuencias que rondan los 3 a 75 Hz. En el centro del loop se coloca una bobina receptora que registra mediciones durante el periodo de no conducción. El cese de corriente (que dura unos cuantos microsegundos), de acuerdo con la Ley de Faraday, genera un campo electromagnético que penetra en el subsuelo bajo el loop de cable. De esta manera se genera corriente inducida que se propaga en sentido vertical descendente y expansivamente (Ver Figura 2.10). La intensidad de esta corriente en tiempo y a ciertas profundidades es determinada por la conductividad de la roca y los fluidos que esta contenga (Land et al 2004).

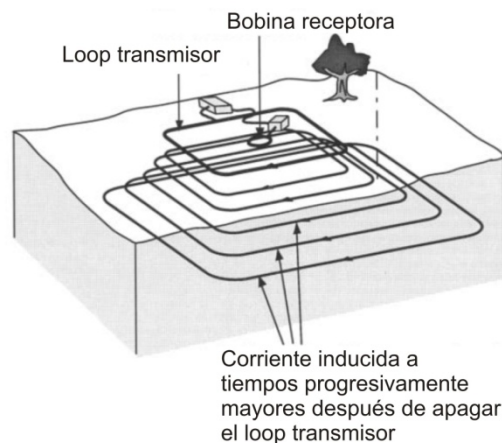


Figura 2.10 Esquema simplificado de un arreglo de TEM. Modificada de Land et al (2004).

El tamaño del loop transmisor ronda los 50 a 300 m por lado, dependiendo de la profundidad de investigación. La intensidad de la señal es proporcional al producto del área del loop y de la corriente generada, por lo que la profundidad de exploración se incrementa al incrementar el tamaño del loop transmisor. Como resultado se genera una sección geoelectrica al procesar los datos mediante un proceso complejo de inversión, donde se convierte de voltaje a resistividad

aparente [ohm·m] vs profundidad (Land et al 2004). A continuación se presenta la Figura 2.11 como ejemplo.

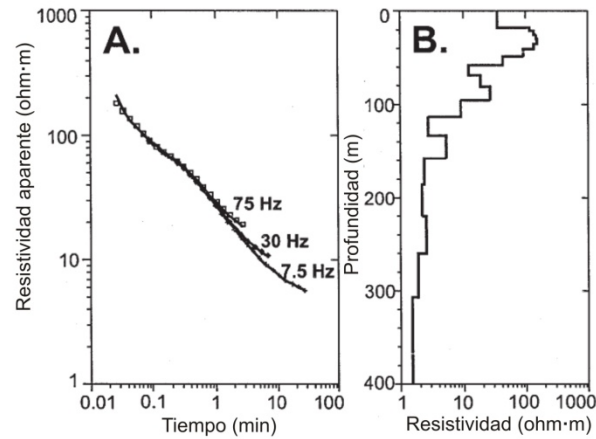


Figura 2.11 Ejemplo de gráficas de resistividad aparente vs profundidad obtenidas al procesar los datos de un TEM. Modificada de Land et al (2004).

Es importante tener presente que todos los métodos geofísicos tienen limitaciones en cuanto a resolución e interferencia que determinan dónde se puede utilizar cada uno y el nivel de detalle que puede obtenerse (Jansen 2011).

2.3.3 Métodos directos

El método más común para mediciones in-situ de salinidad y para indicar la zona de la interfaz en pozos y piezómetros es el del conductímetro, que implica la medición de la conductividad eléctrica (CE) del agua subterránea (o su inverso, la resistividad eléctrica) que depende esencialmente de la salinidad pero también de la temperatura del agua y de la concentración de iones (Custodio 1987). Estas mediciones se representan en gráficos llamados perfiles de salinidad que grafican la conductividad eléctrica en las abscisas y la profundidad de medición en las ordenadas. En la Figura 2.12 se presenta un ejemplo de un perfil de salinidad.

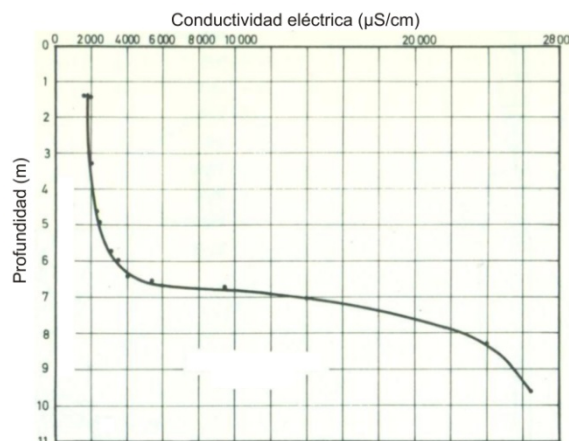


Figura 2.12 Perfil de salinidad que indica la zona de la interfaz. Modificada de Custodio et al (1976).

El equipo utilizado para este método consiste en una sonda portátil con diferentes sensores. Uno de estos sensores contiene electrodos que miden la conductividad (o resistividad), otro puede medir la temperatura, otro la concentración de Sólidos Totales Disueltos (STD) (Custodio 1987).

Estas mediciones generalmente se consideran representativas del agua en el acuífero. Sin embargo, se debe tomar precaución al realizar estas pruebas debido a flujos verticales dentro del pozo o piezómetro que alteran la estratificación natural de la salinidad. Estos flujos verticales son muy comunes y su negligencia puede conducir a conclusiones erróneas. Por consiguiente, para lograr una medición correcta de la salinidad en un punto en particular dentro de un acuífero y también para medir la carga de presión, se debe utilizar un piezómetro de diámetro pequeño y ciego en toda su extensión excepto en un pequeño intervalo ranurado en la base del mismo (esto aplica sobre todo en zonas con flujos verticales, si el acuífero es delgado y no existen flujos verticales se puede utilizar un piezómetro ranurado en toda su extensión). Adicionalmente, no debe existir un espacio anular entre el ademe y la pared de la formación geológica, debido a que conduce a mediciones erróneas de salinidad y carga de presión. Pero el motivo de mayor importancia es porque un piezómetro ranurado en toda su extensión puede conducir a la salinización de las partes más someras del acuífero (Custodio 1987).

2.4 Acuíferos costeros en islas oceánicas

Muchas islas dependen primordialmente del agua subterránea que en muchas ocasiones se reduce a un lente que flota sobre agua salada en acuíferos muy permeables, este fenómeno junto con factores tales como la contaminación natural por agua salina y el mal manejo por parte de los habitantes ocasionan que sean de los sistemas acuíferos más vulnerables del mundo (White et al 2009).

La UNESCO considera que una isla pequeña es aquella con un área de superficie que comprenda menos de 2,000 km² (Custodio 2002), aunque la superficie de muchas islas oceánicas no rebasa los 10 km² y la de la mayoría de las islas de atolón y cayos no excede el km² con diámetros no mayores de 1 km (White et al 2009).

Las condiciones y el grado de afectación de intrusión salina en islas oceánicas es variable, desde casos donde la salinización del acuífero es mínima hasta casos donde existe un cuerpo continuo de agua salada bajo la isla (Ver Figura 2.13). Este último caso suele ocurrir en islas pequeñas y permeables donde el cuerpo de agua dulce subterránea flota sobre el agua salada, como es el caso de islas de atolón, islas de arrecifes y de coral, islas volcánicas pequeñas, cayos y barras arenosas continentales en muchas partes del mundo (Custodio 2002).

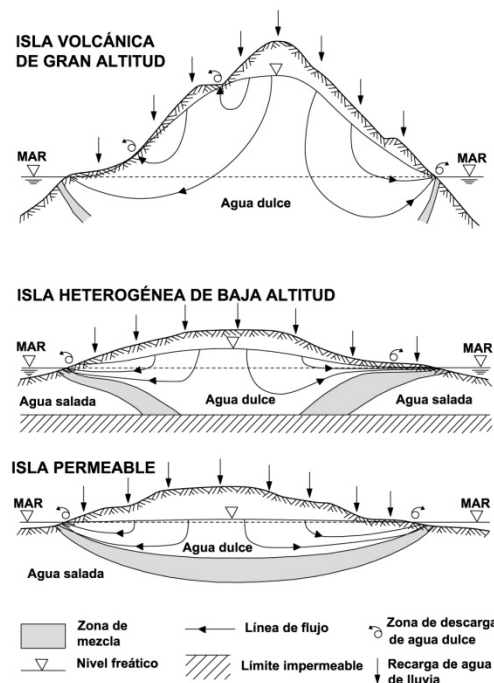


Figura 2.13 Tres casos de relaciones agua dulce-agua salada en islas oceánicas. En la figura superior se muestra una isla poco permeable en la que la intrusión marina se limita a una pequeña franja en la costa donde los depósitos de aluvión proveen mayor permeabilidad. En la figura central se muestra una isla por ejemplo de carbonatos donde existe un cuerpo central de agua dulce subterránea limitado por cuñas de intrusión marina. La figura inferior corresponde con una isla permeable donde el agua dulce se reduce a un lente que flota sobre el agua salina. Modificada de Custodio (2002).

En islas pequeñas, el lente de agua dulce es generalmente muy pequeño o inexistente. Cuando existen, la cantidad de agua dulce almacenada es pequeña comparada con la descarga, por ende, la profundidad al nivel freático y al límite superior de la zona de mezcla cambia considerablemente entre periodos de lluvia y estiaje, adicionalmente el lente de agua dulce puede desaparecer por completo durante largos periodos de estiaje (Custodio 1987).

En muchas circunstancias, el efecto de las mareas en islas oceánicas permeables es una importante fuente de salinización del acuífero. En estas islas, donde existe un delgado lente de agua dulce subterránea, el recurso es extremadamente vulnerable a variaciones tanto naturales como inducidas por el hombre por lo que se requiere una evaluación cuidadosa, un monitoreo constante y una aguda gestión (White et al 2009).

La expresión matemática para el espesor máximo de un lente de agua dulce subterránea, H_u (m) a la interfaz brusca agua dulce-salada en el centro de una isla circular uniforme se expresa así (Volker et al 1985 en White et al 2009):

$$H_u = \frac{W}{2} \left[(1 + \alpha) \frac{R}{2K_0} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.11)$$

Donde:

W = es el diámetro de la isla [m]

$\alpha = \rho_d / (\rho_s - \rho_d)$ (Ver sección 2.3.1)

R = recarga media anual de agua subterránea [m/año]

K_0 = la conductividad hidráulica horizontal del acuífero libre [m/año]

La ecuación (2.11) predice que islas más anchas y con mayor recarga media anual generalmente tendrán lentes de agua dulce subterránea más gruesos que islas de menor diámetro y con bajas tasas de recarga. Adicionalmente muestra que islas cuyos acuíferos libres tengan conductividades hidráulicas altas resultarán con un lente de menor espesor que aquellos con bajas K_0 (White et al 2009).

Considerando el modelo de una interfaz brusca, la elevación del nivel freático sobre el nivel medio del mar, h_0 (m) resulta de la ecuación (2.12), donde las elevaciones del nivel freático sobre el nivel del mar en estas islas es del orden de 0.2 a 0.5 m (White et al 2009):

$$h_0 = \frac{\alpha}{\alpha + 1} \cdot H_u \quad (2.12)$$

Como primera aproximación, la ecuación (2.11) puede ser utilizada para estimar el impacto de largos periodos de sequía sobre el espesor del lente de agua dulce. Si H_d (m) es el espesor del lente durante un largo periodo de sequía con una recarga R_d (m/año), se tiene que: $H_d/H_u =$

$(R_d/R)^{1/2}$. Lo que implica que si la recarga disminuye en un 25% de la recarga media anual, el espesor del lente de agua dulce se reducirá en un 50% aproximadamente (White et al 2009).

La relación de proporcionalidad del espesor promedio de la zona de transición bajo el lente de agua dulce, δ_u (m) con el espesor máximo del lente de agua dulce subterránea en una isla permeable y de baja altitud en ausencia de bombeo está dada por (White et al 2009):

$$\frac{\delta_u}{H_u} = \frac{K_0}{R} \left(\frac{D}{\alpha W K_0} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.13)$$

Donde D ($m^2/año$) es el coeficiente de dispersión. La ecuación (2.13) predice que el espesor relativo de la zona de transición aumentará conforme aumenta K_0 y disminuirá entre más ancha sea la isla y mayor sea la tasa de recarga. Si el lente de agua dulce se utiliza como fuente de agua potable, el espesor aproximado de agua dulce utilizable, H_{wu} se escribe como $H_{wu} = H_u - \delta_u/2$. Lentes de agua dulce utilizable existen cuando $\delta_u < 2H_u$ o cuando $R/K_0 > (1/2)(D/[\alpha W K_0])^{1/2}$ (White et al 2009).

2.5 Estimación de caudales máximos de agua dulce en un entorno costero

La extracción de agua subterránea de un acuífero costero ocasiona una disminución de cargas hidráulicas tanto en el agua dulce como en el agua salada, cuyo resultado es la creación de conos de depresión que provocan una reducción en la descarga de agua subterránea hacia el mar. Esto produce un incremento en la intrusión de agua marina y una tendencia a que esta se aproxime a los puntos de extracción y que se incremente el espesor de la zona de mezcla (Custodio 2002). Cuanto mayor sea el caudal de bombeo y la profundidad a la que el pozo abstrae agua, la salinización se producirá con mayor rapidez e intensidad (Custodio 1976).

Para que se restablezca el equilibrio de salinidad pueden transcurrir desde meses hasta siglos (Ver Figura 2.2) dependiendo de las características del acuífero y la ubicación de los pozos de extracción. El desplazamiento lateral de agua salada es un proceso relativamente lento, sin embargo el movimiento vertical, denominado cono de ascenso (Ver Figura 2.14 b), puede ser de muy corta duración (horas a días) en ausencia de capas de baja permeabilidad (Custodio 2002); adicionalmente, si la permeabilidad vertical es menor que la horizontal, el ascenso de sal se verá dificultado. Custodio (1976) menciona que el agua salobre de la zona de mezcla, que es menos densa que el agua salada, puede ascender más y contaminar el agua bombeada, lo que ocasiona también que se desplace horizontalmente con el flujo de agua, provocando la salinización de pozos aguas abajo.

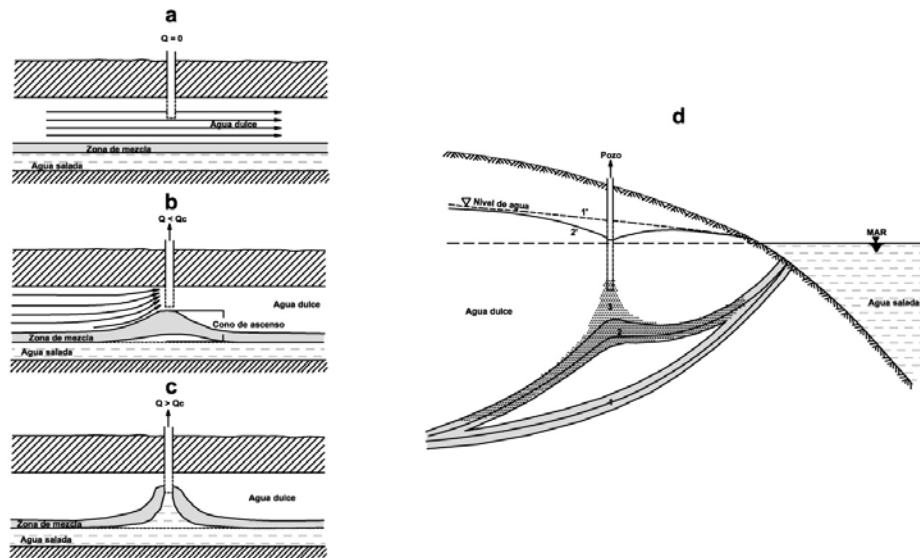


Figura 2.14 Formación de conos de agua salada y salobre. Q_c = Caudal crítico o máximo. Figura a: pozo parcialmente penetrante en un acuífero con agua salada en la parte inferior, el pozo no bombea por tanto la interfaz se encuentra en equilibrio; figura b: formación del cono de ascenso al generar un caudal de bombeo menor al caudal crítico sin salinizar el pozo ($Q < Q_c$); figura c: salinización del pozo de agua salobre y salada al exceder el caudal crítico ($Q > Q_c$). Figura d: Subida de sal debajo de un pozo, 1: posición inicial de la interfaz y su zona de mezcla, 1': nivel inicial de agua subterránea, 2: posición de la interfaz y su zona de mezcla una vez iniciado un bombeo cuyo cono de abatimiento es 2', 3: formación del cono salino como consecuencia del bombeo. Modificada de Custodio (1976).

El razonamiento detrás de la estimación de caudales máximos o críticos se basa en la noción de que existe un ascenso crítico del cono de ascenso, de tal manera que una vez que es alcanzado por la interfaz, la subida de sal al pozo es brusca (Figura 2.15). Por ende, puede establecerse un caudal crítico tal que los bombeos a menor caudal no provoquen la subida de sal al pozo (Custodio 1976).

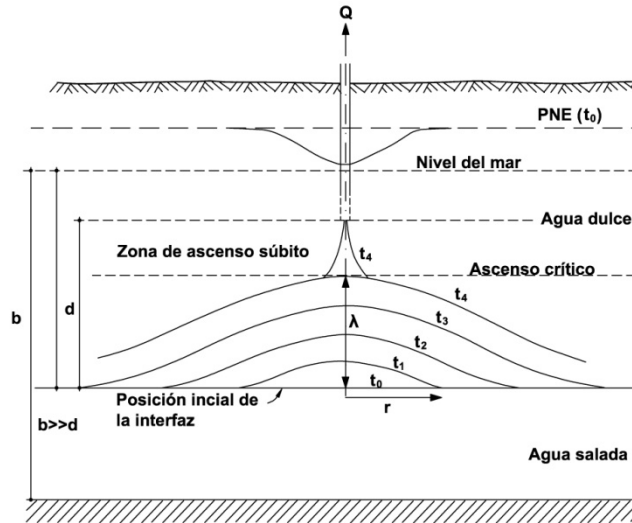


Figura 2.15 Formación del cono de ascenso salino bajo un pozo. Modificada de Schmorak y Mercado (1969) en Custodio (1976).

Considerando que el acuífero es homogéneo, que la interfaz es brusca y que el coeficiente de almacenamiento es muy pequeño. Si el pozo penetra parcialmente un acuífero de gran espesor, se puede determinar entonces la formación del cono de agua salada (Schmorak y Mercado 1969 en Custodio 1976):

$$\lambda(r, t) = \frac{Q\alpha}{2\pi K_h d} \left[\frac{1}{\sqrt{1 + \bar{R}^2}} - \frac{1}{\sqrt{(1 + \bar{t})^2 + \bar{R}^2}} \right] \tag{2.14}$$

Siendo:

$$\bar{R} = \text{distancia adimensional} = \frac{r}{d} \sqrt{\frac{K_v}{K_h}}$$

$$\bar{t} = \text{tiempo adimensional} = \frac{K_v}{2\phi d\alpha} t$$

Y donde:

λ = cono de ascenso sobre la interfaz inicial [m]

r = distancia radial desde el eje del pozo [m]

t = tiempo desde el inicio de bombeo [min, s]

K_v y K_h = conductividad hidráulica vertical y horizontal. $K_v \approx 1/10 K_h$ (para acuífero isótropo) [m/día]

b = espesor saturado

d = distancia desde la bomba a la posición inicial de la interfaz

Q = caudal bombeado

$\alpha = \rho_d / (\rho_s - \rho_d)$ (Ver sección 2.3.1)

Φ = porosidad del medio

En el eje del pozo (Figura 2.15) $r = 0$, quedando:

$$\lambda_{max}|_{r=0} = \frac{Q\alpha}{2\pi K_h d} \left[1 - \frac{1}{1 + \bar{t}} \right] \quad (2.15)$$

Si $t \rightarrow \infty$, el ascenso en el eje del pozo:

$$\lambda_{max} = \frac{Q\alpha}{2\pi K_h d} \quad (2.16)$$

El ascenso máximo es proporcional al caudal siempre y cuando no se alcance el ascenso crítico, a partir del cual la subida del cono salino es muy rápida. Por tanto, para no salinizar el pozo:

$$\lambda \leq \frac{1}{3}d \quad \text{ó} \quad \lambda \leq \frac{1}{4}d$$

Si se considera que $\lambda \leq \frac{1}{3}d$, entonces:

$$Q_c \leq \frac{2\pi K_h d \left(\frac{1}{3}d \right)}{\alpha} \quad (2.17)$$

Arreglando, queda:

$$Q_c \leq \frac{2\pi K_h d^2}{3\alpha} \quad (2.18)$$

Que es el caudal crítico o máximo (Q_c) que puede establecerse para evitar salinización de un pozo.

2.6 Modelación numérica de acuíferos costeros

Los modelos numéricos resuelven la ecuación general de flujo utilizando diferencias finitas o métodos numéricos de elementos finitos al convertir la ecuación en derivadas parciales a una aproximación algebraica. Estos métodos dividen al espacio y tiempo en intervalos discretos (finitos) y resuelven la ecuación de flujo para carga hidráulica en cada intervalo, a esto se llama la malla de discretización (Oberdorfer 2003). Debido a que esta ecuación no tiene una solución particular (a diferencia de modelos analíticos que sí la tienen), la utilización de computadoras y algoritmos numéricos permitieron generar, a partir de los años 1970's (Thiery 2004), códigos de computación que permiten simular la intrusión de agua marina para casos específicos de geometría del acuífero y características en dos y tres dimensiones (Sanford et al 2009).

Esta aproximación se aplica de manera muy similar a los modelos analíticos más sencillos para describir el flujo de agua subterránea de manera regional, con la diferencia que las técnicas de modelación numérica pueden incorporar parámetros de variación espacial en la geometría del acuífero así como parámetros hidráulicos. Por lo que se necesita gran cantidad de información espacial y temporal de la distribución de cargas hidráulicas para la calibración del modelo, que permite evaluar su capacidad para reproducir los datos de campo (Oberdorfer 2003).

Al simular un acuífero costero utilizando métodos numéricos, la solución generalmente está en función del balance de agua subterránea de la zona y la modelación generalmente se efectúa en escala regional (Oberdorfer 2003).

Para la modelación numérica de acuíferos costeros, además de resolver la ecuación general de flujo, se incluirán soluciones de la ecuación de transporte de solutos al involucrar la migración de sustancias disueltas. Se añade además una ecuación de estado que relaciona la concentración del soluto (generalmente cloruro) con la densidad del fluido, con lo que resulta posible simular las interacciones de flujo dependientes de la densidad que ocurren cuando existe agua dulce y salada (Oberdorfer 2003).

La mayoría de los estudios de modelación numérica de acuíferos costeros se concentran principalmente en la porción de agua dulce, examinando los flujos de agua marina sólo en relación a la intrusión marina (Oberdorfer 2003).

Un modelo numérico en dos dimensiones es capaz de detallar la trayectoria de migración tierra adentro de la pluma de intrusión marina y cómo reacciona esta ante extracciones de agua dulce del acuífero. Sin embargo, el flujo en las inmediaciones de un pozo tiene atributos de simetría cilíndrica paralelos al pozo por lo que el flujo y transporte en tres dimensiones resulta inevitable cuando la cuña salina se aproxima a un pozo. Por tanto, para modelar matemáticamente el incremento de salinidad en un pozo, resulta indispensable la utilización de modelos en tres dimensiones (Sanford et al 2009).

Las simulaciones en tres dimensiones continúan siendo un reto porque la zona de mezcla de agua dulce-salada en el plano vertical tiende a ser relativamente delgada y por tanto se necesita

una fina resolución de la malla para resolver ecuaciones de advección-dispersión simultáneamente. Además, para lograr una predicción correcta de intrusión marina en pozos, se requiere una descripción y modelación meticulosa del transporte de agua salada tanto a escala regional de la zona de mezcla como en la vecindad del pozo (Sanford et al 2009).

Los aspectos hidrodinámicos e hidroquímicos se modelaban por separado hasta que en los últimos años se han integrado nuevos modelos computacionales que permiten realizar ambos simultáneamente. Los aspectos hidrodinámicos se han estudiado con modelos de flujo tales como MODFLOW, o por medio de modelos como MT3D que permiten simular el transporte y flujo de solutos; si se integran ambos se puede simular el transporte de sales al incorporar flujo producido por cambios de densidad con modelos como el SEAWAT, SUTRA, FEFLOW y otros. Los aspectos hidroquímicos se han simulado por separado con modelos tales como PHREEQC. Recientemente se han diseñado códigos numéricos, tales como el PHAST, que permiten simular flujo en tres dimensiones que integran modelos hidroquímicos basados en bases de datos termodinámicos (Walraevens et al 2004).

La modelación es muy útil para comprender el funcionamiento de un sistema acuífero. Sin embargo, se deben basar en datos confiables de campo. Sin los datos de campo, la exactitud de un modelo es incierta y su importancia como herramienta predictiva pierde valor y es meramente hipotética. En consecuencia, los avances en modelación deben de ir de la mano con nuevas y mejores técnicas de muestreo, medición y monitoreo y con mejores modelos analíticos. Además, no se debe perder de vista que los avances más importantes en la comprensión del agua subterránea suceden en la mente de los hidrogeólogos (Walraevens et al 2004).

2.7 Control de la intrusión marina en acuíferos costeros

La selección de medidas correctivas óptimas para controlar y mitigar la intrusión marina es un gran reto porque está en función de las características hidráulicas y geométricas del acuífero y en la estructura de su manejo (Pool et al 2009).

Las medidas más sencillas y rentables para mitigar la intrusión salina están diseñadas de tal manera que se mejore el balance de agua subterránea y mantengan altas las cargas hidráulicas. Esto se puede realizar al reducir las tasas de bombeo o al reubicar campos de pozos a zonas menos susceptibles a la intrusión marina. También se puede mitigar mediante recarga artificial, inyectando agua al acuífero a través de canales, estanques o pozos de infiltración. Otro método de reciente incorporación es el de almacenamiento y recuperación de acuífero (ASR), que consiste en la inyección de agua dulce al acuífero para extraerla después de cierto tiempo, este método puede servir como una barrera a la intrusión marina. Limitar el bombeo a las zonas más someras del acuífero es útil para compensar el balance hidráulico y disminuir abatimientos (Pool et al 2009).

El método más efectivo y rentable probablemente es el de las barreras hidráulicas, que consiste en la recarga de agua dulce a lo largo de la costa o el bombeo de agua salada, o la combinación de ambos (Custodio 1987). Pool et al (2009) propone la utilización de estas barreras junto con barreras físicas y las divide en cuatro grupos:

- Barreras subterráneas de baja permeabilidad (Figura 2.16 a). Consisten en muros verticales de lodos, concreto o metal emplazadas de tal manera que bloqueen la intrusión marina. Este sistema requiere inversiones costosas y de estructura ingenieril. Además, pueden ser contraproducentes si se detiene el bombeo o si existen fuentes de contaminación.
- Barreras hidráulicas positivas (Figura 2.16 b) que inyectan agua al acuífero, elevando así las cargas hidráulicas impidiendo la intrusión marina. Existen puntos de vista encontrados en cuanto a este método porque se argumenta que el agua inyectada descarga hacia el mar. Además se necesita agua de buena calidad para ser inyectada y estas barreras requieren un mantenimiento constante para controlar obstrucciones.
- Barreras hidráulicas negativas (Figura 2.16 c) que bombean cerca de la costa interceptando el flujo de agua salada. Estas barreras comúnmente terminan bombeando más agua dulce que salada conduciendo a una mezcla de agua que disminuye la disponibilidad de agua dulce. No obstante, estas barreras pueden ser los únicos métodos para combatir la intrusión marina en acuíferos donde el nivel de agua no se puede elevar. Además, pueden utilizarse para abastecer plantas de desalación.
- Barreras mixtas (Figura 2.16 d) son sistemas de inyección y de bombeo. Este sistema se puede utilizar para inyectar agua dulce en zonas someras y bombear agua dulce de mayores profundidades, que tiene sentido únicamente en acuífero gruesos y/o en sistemas anisótropos verticalmente. Una barrera mixta bien diseñada puede ser más eficiente que otras barreras.

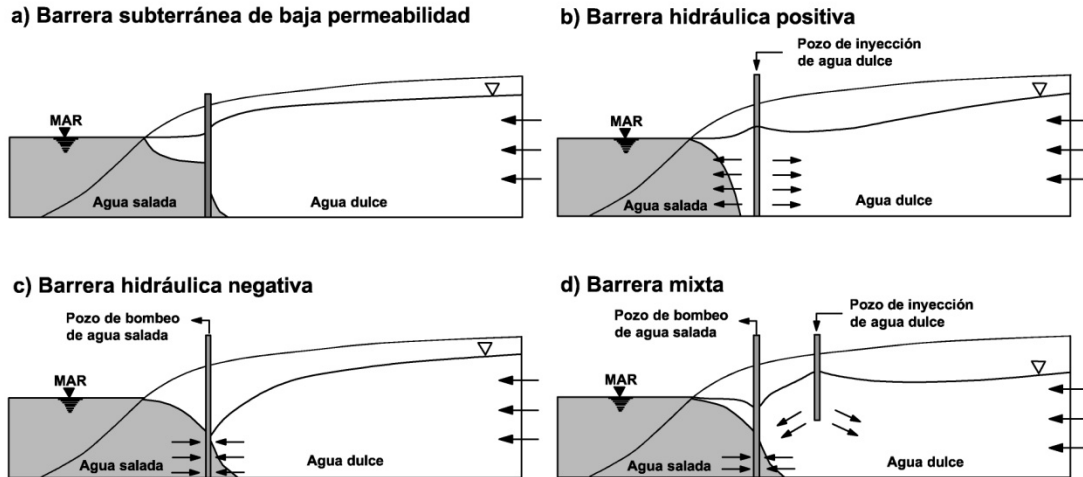


Figura 2.16 Barreras para controlar la intrusión marina en acuíferos costeros. Modificada de Pool et al (2009).

Custodio (1987) enumera algunas reglas para prevenir intrusión marina:

- La extracción anual del acuífero debe ser menor a la recarga total anual. Entre menor área ocupe la zona costera, menor será el rendimiento seguro del acuífero.
- Se deben evitar puntos de extracción (pozos) concentrados en un mismo lugar, especialmente cercanos a la costa.
- Cuando exista un lente de agua dulce flotando sobre el agua salada, los pozos deben limitar su caudal (caudal crítico, ver sección 2.5) y penetración en el acuífero, y el abatimiento debe ser lo menor posible.
- Se deben cuidar y mantener capas horizontales de baja permeabilidad que limitan los conos de ascenso salino.
- Las fuentes de recarga del acuífero deben de ser protegidas lo más posible.
- Un nivel sostenido de agua subterránea bajo el nivel del mar implica un riesgo continuo como causante de intrusión marina, incluyendo en acuífero costeros confinados.
- La construcción de pozos en zonas costeras debe realizarse de manera muy cuidadosa para proteger estratos de baja permeabilidad y para prevenir flujos salinos verticales dentro del pozo que pueden contaminar acuíferos más someros.
- Cuando existan pozos abandonados, estos deben sellarse con cemento o grout para prevenir flujos salinos verticales.



CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

3.1 Recopilación y análisis de información

3.2 Trabajo de campo

3.3 Interpretación de datos

3.3.1 Métodos de interpretación y software utilizado

3.3.1.1 Correlación Geológico – Geofísica

3.3.1.2 Prueba de bombeo

3.3.1.3 Piezometría

3.3.1.4 Caudales máximos de agua dulce

3.3.1.5 Perfiles de salinidad

METODOLOGÍA

A continuación se expone la metodología empleada para el desarrollo del presente trabajo de investigación. Se engloba la recopilación y análisis de la información que sustenta el desarrollo de esta investigación. El desarrollo del trabajo de campo, donde se obtuvieron datos y las técnicas y métodos para interpretarlos.

3.1 Recopilación y análisis de información

Se recopiló información para los capítulos 2 y 4 de esta tesis, correspondiente al Marco Teórico de Referencia y a la Geología e Hidrología de la Zona de Estudio.

Para la elaboración del Marco Teórico de Acuíferos Costeros, se consultaron libros de hidrogeología que proveen un enfoque general del estudio de estos sistemas de flujo. Para su estudio más detallado, se consultaron diversos artículos contenidos en revistas científicas especializadas y en compendios de estudios derivados de congresos sobre intrusión de agua de mar. Algunos de los artículos fueron obtenidos de catálogos de publicaciones científicas en internet. Para la caracterización de la cuña de intrusión marina con métodos indirectos (geofísica), se revisaron artículos científicos que tratan sobre la utilización de herramientas geofísicas en el estudio de acuíferos costeros. Muchas de las citas bibliográficas de este capítulo hacen referencia a un manual sobre el manejo de recursos hídricos en zonas costeras, Custodio (1987). Se estudiaron además libros de geoquímica del agua para describir la composición del agua de mar y los factores que están involucrados en la hidrodinámica de las relaciones agua dulce agua salada, como son Hem (1985) y Hiscock (2005) por citar algunos ejemplos.

Para el capítulo de Geología e Hidrología de la Zona de Estudio se utilizaron tanto artículos de divulgación científica como informes elaborados por empresas consultoras en ingeniería. Los primeros sirvieron de base para describir el marco tectónico y geológico regional de la zona de estudio y los segundos para complementar la descripción geológica e hidrológica de la misma. Para la elaboración del mapa geológico y de la columna estratigráfica, se utilizó la Hoja Escuinapa 13Q-b (7) que pertenece a la Carta Geológica de México Serie de 1:100,000 elaborada por la UNAM y el Gobierno del Estado de Sinaloa (1977). Para complementar rasgos geológicos y estructurales del mapa geológico se utilizó también la Carta Escuinapa Hoja F13-5 escala 1:250,000 elaborada por el INEGI (1991).

La secuencia de trabajo para la obtención de información para esta investigación siempre siguió el mismo orden. Primero se consultó la fuente bibliográfica para verificar si la información provista era útil. En el caso de libros, se consultó el apartado referente al tema de interés. En el caso de artículos se revisó el resumen y de cumplir con el objeto de búsqueda se analizó el artículo completo. Una vez analizada la información, se hizo un resumen de lo más relevante para fines de este trabajo.

3.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo para esta tesis se realizó durante 4 días, del 17 al 21 de marzo de 2011, en los que se visitó los sitios más representativos. Dado que la zona de estudio es mayormente plana y la geología superficial es prácticamente homogénea en la planicie costera, los recorridos de observación fueron relativamente rápidos y se dedicó mayor tiempo en los afloramientos de roca en las elevaciones topográficas. Previo a la visita de campo se revisaron las cartas geológicas antes mencionadas y los informes técnicos previos, de tal manera que el recorrido en campo fue una verificación de puntos geológicos, con miras a comprender el funcionamiento acuífero de las secuencias geológicas observadas.

Durante el trabajo de campo se utilizó el siguiente equipo: martillo de geólogo para obtener muestras de roca, gotero con ácido clorhídrico diluido al 10% para distinguir carbonatos, brújula tipo Brunton, GPS, flexómetro, carpeta de pasta dura para realizar anotaciones y cámara fotográfica.

En cada punto de interés, esto es, donde se consideró que la geología era representativa, se marcó un Punto de Verificación Geológica (PVG) y se realizó la siguiente secuencia: se observó el afloramiento o la disposición de los sedimentos, se hizo una breve descripción de los rasgos principales como color, estructuras, estratificación, disposición y granulometría. En caso de ser posible se tomaron datos estructurales.

Durante la misma visita y adicional al trabajo de campo, se realizó un censo piezométrico de pozos, piezómetros, norias y jagüeyes previamente seleccionados en gabinete. Estos aprovechamientos se seleccionaron por su facilidad de acceso y por su ubicación representativa, es decir, si en un km² existían 5 aprovechamientos, se eligieron 2 o 3 que cumplieran con las condiciones prácticas de ubicación y acceso.

En cada punto se registró lo siguiente:

- Las coordenadas utilizando GPS.
- La profundidad al nivel freático, tomada a partir de la cima del brocal o a partir de algún plano de referencia como el cabezal de descarga del equipo de bombeo según fuera el caso de noria o pozo, respectivamente. Para tal fin se utilizaron sondas eléctricas con miliamperímetro graduadas en su longitud a cada metro.
- Los parámetros físicos y químicos de temperatura, conductividad eléctrica (CE), oxígeno disuelto (DO, por sus siglas en inglés), potencial de Hidrógeno (pH) y Sólidos Totales Disueltos (TDS, por sus siglas en inglés). Para esta actividad se utilizó la sonda multiparamétrica marca Hydrolab, modelo Quanta-G con 100 m de cable. En aprovechamientos seleccionados, se registraron los parámetros físicos y químicos a intervalos definidos de profundidad para registrar la variación en salinidad, estos intervalos fueron acotados a 1 m.

Además, en cada pozo, noria y piezómetro, se registró la longitud del brocal al nivel del terreno. Cabe destacar que previo al trabajo de campo, una empresa externa realizó una nivelación topográfica de aprovechamientos seleccionados.

Con la información obtenida, en gabinete se generaron mapas de profundidad del nivel estático (PNE) y elevación del nivel estático (ENE). Dado que ya se habían realizado recorridos piezométricos en años previos y se contaba con esta información, se pudieron generar mapas de evolución del nivel estático. Se generaron además bases de datos en las que se integró la información actual con información previa y a partir de la cual se generaron gráficas en Excel que representan las variaciones en el nivel del agua subterránea para temporada de lluvia y estiaje.

Se contrató además a un laboratorio certificado para realizar análisis químicos de muestras de agua, en los que se midieron los iones mayoritarios:

Cationes: Calcio (Ca^{2+}), Magnesio (Mg^{2+}), Potasio (K^+), Sodio (Na^+) y Hierro (Fe^{2+}).

Aniones: Cloruros (Cl^-), Sulfatos (SO_4^{2-}), Bicarbonatos (HCO_3^-) y Nitratos (NO_3^-).

Este estudio también midió los siguientes parámetros:

pH, color, turbidez, grasas y aceites, sólidos suspendidos, sólidos disueltos, conductividad eléctrica, dureza total, nitritos, nitratos y fosfatos, cloruros, oxígeno disuelto, demanda bioquímica de oxígeno (DBO), coliformes totales, coliformes fecales, detergentes (sustancias activas al azul de metileno SAAM).

Este estudio tuvo como fin analizar la calidad del agua de acuerdo a la NOM-127-SSA1-1994, en la que se establecen los límites máximos permisibles de calidad de agua para consumo humano.

3.3 Interpretación de datos

3.3.1 Métodos de Interpretación y software utilizado

Para la elaboración de las figuras del presente trabajo se utilizó el siguiente software: AutoCAD 2010, CorelDRAW X3 y Adobe Illustrator CS4. El primero se trata de una aplicación de diseño asistido por computadora (CAD, por sus siglas en inglés) a base de comandos, que permite generar imágenes en 2D y 3D a partir de poli-líneas y vectores, este software fue el más utilizado para la edición y elaboración de imágenes debido a su precisión. El segundo es un editor de gráficos de manejo vectorial, con una interfaz intuitiva que utiliza líneas o curvas para plasmar las figuras que representan. El tercero es similar al segundo.

Para la elaboración de las figuras de evolución del nivel estático se utilizó el programa Surfer versión 10 que permite graficar y modelar datos a partir de interpolación de valores generando gráficas, mapas de contornos, mapas base, mapas en 3D, mapas de relieve, mapas vectorizados, mapas de datos, variogramas, etc. Las configuraciones también se interpretaron con técnicas visuales.

Se utilizó además el Google Earth versión 2011, que provee imágenes satelitales de cualquier parte del mundo que pueden ser desplegadas como mapas o como relieve topográfico. Este software se utilizó para la ubicación de la zona de estudio, misma que se imprimió como imagen.

La caracterización del acuífero engloba la descripción del entorno físico, cuya metodología se presenta arriba. Comprende además las propiedades hidráulicas derivadas de la prueba de bombeo; se incluye también la piezometría, los caudales máximos recomendados de agua dulce y los perfiles de salinidad, cuya metodología se expone a continuación.

3.3.1.1 Correlación Geológico - Geofísica

En abril de 2009 se realizaron 22 transitorios electromagnéticos en el dominio del tiempo (TEM's) en toda el área de estudio (Ver Figura 3.1). El funcionamiento de este método se expone en el apartado 2.3.2 del Capítulo II. Estos tendidos, junto con información geológica de pozos y de observaciones en campo, son muy valiosos para comprender la disposición de las unidades geológicas en el subsuelo y para determinar la presencia de agua de diferente calidad alojada en dichas unidades.



Figura 3.1 Equipo TEM utilizado en el área de estudio.

Para la interpretación de estos sondeos, personal especializado procesó los datos duros mediante métodos geofísicos arrojando valores de resistividad a diferentes profundidades y en función del tipo de roca o sedimento, del tipo de agua y de las posibles estructuras en el subsuelo. Los sondeos se interpretaron como líneas o tendidos en los que se abarcaron dos o más TEM's con el fin de elaborar perfiles geoeléctricos en sección y mapas de resistividad en planta.

Para fines de este trabajo de investigación, se interpretaron estos perfiles y mapas resistivos agrupando diferentes unidades geoeléctricas en el subsuelo. Estas unidades se clasificaron en intervalos de resistividad y se integraron en una tabla de Excel en la que se relacionan estos intervalos con posibles unidades litológicas y su posible comportamiento hidrogeológico.

3.3.1.2 Prueba de bombeo

Las pruebas de bombeo consisten en operar un pozo de agua subterránea, midiendo a diferentes intervalos de tiempo, la descarga del pozo de bombeo y el abatimiento (o la recuperación) del nivel de agua ocurrido en el pozo de bombeo y en piezómetros y/o pozos de observación localizados a distancias conocidas.

Una prueba de bombeo tiene dos objetivos. El primero es determinar las características hidráulicas del acuífero y el segundo es proporcionar la información necesaria para determinar la relación caudal-abatimiento y seleccionar el equipo de bombeo adecuado.

A partir del comportamiento en el abatimiento de los niveles de agua, la distancia entre los pozos de observación y el pozo de bombeo y el caudal de bombeo, se pueden determinar las propiedades hidráulicas del acuífero, como son: la conductividad hidráulica (K), el coeficiente de almacenamiento (S), la transmisividad (T), la existencia de barreras impermeables cercanas y confirmar el tipo de respuesta del acuífero con lo que se puede afirmar de qué acuífero se trata por medio de interpretación de gráficas.

La prueba de bombeo en la zona de estudio se realizó el día 11 de abril de 2010 a las 19 hrs y se terminó el 12 de abril a las 19 hrs para un total de 24 horas continuas de bombeo. Cabe destacar que se siguió tomando información hasta el 13 de abril. La prueba se realizó en un pozo de 16 m

de profundidad, ranurado hasta los 15 m, con 12 ¼" de diámetro ubicado a 8 m de un pozo de observación con 21 m de profundidad, 6" de diámetro y ademe ranurado en toda su extensión de 3". Se utilizó una bomba de 4" y una tubería PVC de 100 m de longitud para desalojo de la descarga. La prueba se realizó a caudal constante de 4 L/s a 900 rpm.

En el pozo de observación aledaño, se realizaron continuamente mediciones de perfiles de salinidad a diferentes profundidades. Asimismo, se llevó un registro automático de la evolución de los niveles dinámicos, tanto en el pozo de bombeo como en el de observación. Las mediciones se realizaron utilizando un sensor de presión (Micro-Diver), que registra datos de nivel y temperatura del agua y un sensor de presión barométrica (Baro-Diver) que se utiliza para compensar las mediciones del Micro-Diver (Ver Figura 3.2). Ambos equipos han sido desarrollados por la compañía Schlumberger.



Figura 3.2 Divers utilizados en la prueba de bombeo.

Para la interpretación de los datos provistos por la prueba de bombeo se utilizó el método de la simplificación de Jacob-Cooper (1946) para acuíferos confinados en estado transitorio, que permite calcular las propiedades hidráulicas de un acuífero confinado, analizando los datos de los descensos del nivel de agua y graficándolos contra el tiempo en escala logarítmica. En el momento que cesó el bombeo, se continuaron registrando datos por 12 hr más, tiempo durante el cual ocurrió la recuperación del nivel, que también se interpretó con el método de Jacob-Cooper para recuperación. Cabe mencionarse que con la interpretación de la recuperación se obtienen valores más precisos de la transmisividad del acuífero.

3.3.1.3 Piezometría

El estudio piezométrico se inició en campo con las mediciones al nivel freático, estos datos, junto con aquellos de elevación de brocales, permiten generar mapas de PNE y ENE que se superponen en una base topográfica. La PNE se obtiene al restar la longitud del brocal menos la profundidad al nivel freático. Los resultados se plasman sobre una base topográfica en la que se muestran los aprovechamientos censados y se interpolan los datos generando líneas de igual profundidad, estas líneas proporcionan información sobre los niveles del agua subterránea en el acuífero. La representación gráfica de la PNE en este trabajo de investigación se realizó en AutoCAD 2010.

La ENE es la elevación de la superficie de una masa de agua con respecto a un nivel de referencia, que en la mayoría de los casos se toma como el Nivel Medio del Mar. La ENE se obtiene al restar la elevación topográfica menos la PNE. A este valor se le denomina carga hidráulica. Al plasmar dos o más datos de carga hidráulica en una base topográfica se pueden generar líneas o curvas que unan estos puntos. Las curvas equipotenciales, que unen puntos de igual carga hidráulica, se denominan isopiezas y representan líneas en las que el agua subterránea tiene la misma energía en todos sus puntos. El gradiente hidráulico indica la dirección en la que se produce el máximo cambio de energía entre cada dos isopiezas, este cambio es el flujo de partículas de agua en un acuífero. A la representación gráfica de este patrón de flujo se le llama Red de Flujo Subterráneo. Las redes de flujo se realizaron en AutoCAD 2010.

Adicionalmente, para medir la ENE puntualmente, se instrumentaron cuatro piezómetros con transductores de presión, programados para registrar un dato cada 3 horas, que midieron la variación del nivel en un cierto período de tiempo. Esos datos fueron procesados en Excel generando gráficas que permiten visualizar la Elevación del Nivel Estático en un periodo en el que se aprecian las variaciones de la temporada de estiaje y lluvias.

La Evolución del Nivel Estático se obtiene mediante la comparación de valores de ENE durante dos periodos de medición, de tal manera que se restan los valores más recientes menos los anteriores. La representación gráfica de la Evolución del Nivel Estático permite definir recuperación o abatimiento del nivel de agua durante un periodo de tiempo. Para la determinación de esta configuración se utilizaron los datos de piezometría de marzo de 2010 y marzo de 2011. Con estos datos fue posible generar (manualmente) las configuraciones respectivas de la ENE. Una vez obtenidas estas configuraciones, se procesaron digitalmente mediante el programa Surfer 10, es decir, se reconfiguraron las ENE mencionadas para contar con dos mallas uniformes en tamaño con valores de carga hidráulica en cada uno de sus nodos.

3.3.1.4 Caudales máximos de agua dulce (Schmorak y Mercado 1969)

El fundamento teórico para la obtención de caudales críticos de bombeo se presenta en el Capítulo II de este trabajo de investigación. Para la obtención de estos caudales, se aplicaron las ecuaciones que ahí se describen y se calcularon para diferentes escenarios de explotación del acuífero. Los datos generados se exponen en tablas y gráficas de Excel, basados en la noción de la formación de un cono de agua salada o salobre bajo el pozo de extracción, mismo que puede ser medido mediante perfiles de salinidad registrados a diferentes intervalos de tiempo durante el bombeo y para el cual se estima un ascenso crítico o máximo para evitar salinizar el pozo.

3.3.1.5 Perfiles de salinidad

Los perfiles de salinidad se grafican en Excel con datos de salinidad del agua a diferentes profundidades (Ver Capítulo II). Las mediciones de salinidad del agua se realizaron durante la visita a la zona de estudio del 17 al 21 de marzo de 2011. El procedimiento consiste en introducir la sonda Hydrolab modelo Quanta-G (Ver Figura 3.3) en un aprovechamiento y registrar las

medidas de conductividad eléctrica (CE) cada metro. Estos datos se vierten en Excel con la CE en las abscisas y profundidad en las ordenadas, generando así una curva que generalmente aumenta en la CE conforme aumenta la profundidad. Al contar con estos perfiles en diferentes zonas del acuífero, de preferencia en una línea perpendicular desde la costa, se puede representar a la cuña de intrusión marina.



Figura 3.3 Sonda Hydrolab.



CAPÍTULO 4

GEOLOGÍA E HIDROLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

4.1 Geología

4.1.1 Geología regional y tectónica

4.1.1.1 Estratigrafía regional

4.1.2 Geología local

4.1.2.1 Estratigrafía local

4.2 Hidrología

4.2.1 De superficie

4.2.2 Subterránea

GEOLOGÍA E HIDROLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

4.1 Geología

4.1.1 Geología regional y tectónica

La zona de estudio se encuentra comprendida al NW de la República Mexicana dentro de la Provincia Extensional del Golfo (Gastil et al 1975) formada durante el Miceno medio a tardío (12-6 Ma) (Henry et al 2000), Ferrari et al (2005) reporta una edad de ~ 12-9 Ma y que es contigua e íntimamente relacionada a la Sierra Madre Occidental (SMO) (Figura 4.1). En este lapso de tiempo ocurrió un periodo tectónico extensional que afectó la franja más occidental de la SMO tanto en Sonora como en Sinaloa y Nayarit. Este evento afectó progresivamente toda la región comprendida entre la Sierra Madre Oriental hasta el Golfo de California (Ferrari et al 2005).

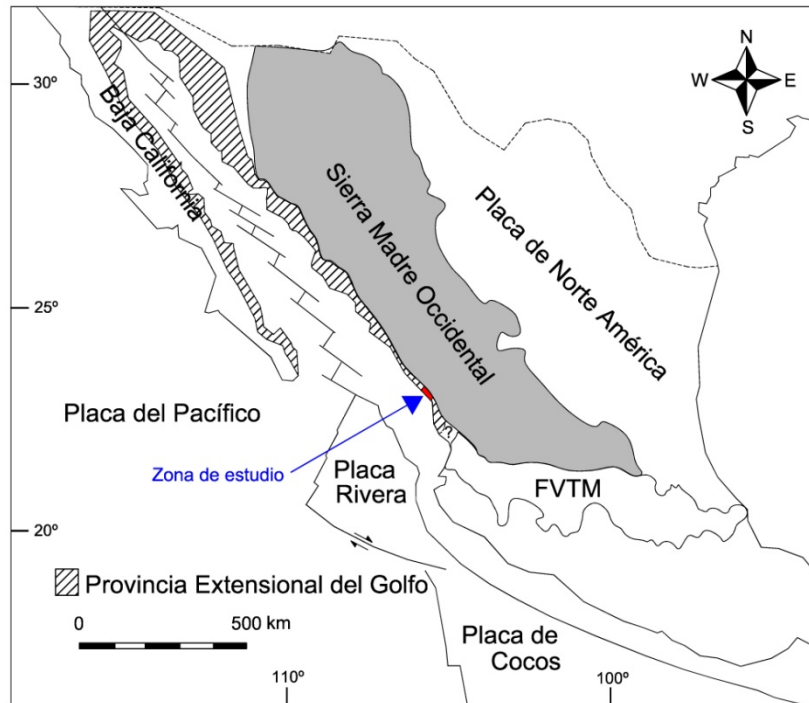


Figura 4.1 Ubicación de la zona de estudio en el marco tectónico regional. FVTM=Faja Volcánica Transmexicana. Modificada de Ferrari et al (1999).

La evolución del volcanismo neogénico y el proceso distensivo del noroeste de México están enmarcados en dos eventos tectónicos regionales relacionados. El primero es el encuentro de la dorsal Pacífico-Farallón con la trinchera de Norteamérica hacia los 29 Ma que ocasionó la terminación progresiva del volcanismo de arco junto con la migración hacia el sur de la junta triple (dorsal-trinchera-falla transformante). La zona de fractura San Benito-Tosco-Abrejos funcionó como una falla transformante a lo largo de la margen occidental de la península y constituyó el límite de placas entre 12 y ~5 Ma. El segundo evento es el cambio en el límite de

placas hacia el Golfo de California y la transferencia progresiva de la península a la placa Pacífico (Barajas 2000).

La provincia extensional del Golfo comprende la región al oeste de la Sierra Madre Occidental hasta el escarpe principal del golfo en la península de Baja California (Figura 4.1), este escarpe topográfico separa el macizo peninsular de una delgada franja en la porción oriental de la Península ligada a la Provincia Extensional del Golfo. La evolución geológica de esta provincia es compleja debido a que registra durante el Neógeno el cambio en el régimen tectónico, de subducción a distensión cortical (rift continental) y formación de piso oceánico en los últimos 3-4 Ma en algunas cuencas del Golfo (Barajas 2000).

La SMO es catalogada por Ferrari et al. (2005) como una gran provincia ígnea silícica oligomiocénica que está ligada a los eventos ocurridos en el ocaso de la subducción de la placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica y puede verse como el precursor de la apertura del Golfo de California. Consiste en una sucesión de aproximadamente 1,000 m de espesor emplazada durante tres periodos de actividad volcánica silícica en el Eoceno (55.8-33.9 Ma), Oligoceno (33.9-23.03 Ma) y Mioceno temprano (23.03-13.82 Ma) separados por depósitos vulcanosedimentarios o disconformidades estructurales. (Ferrari et al 1999).

La SMO es una provincia tanto volcánica como tectónica. Es la provincia volcánica silícica más extensa del mundo. La provincia tectónica consiste en un núcleo menor y sin extensión de la provincia volcánica rodeado por terrenos de extensión alrededor del Golfo de California y en la Provincia de Cuencas y Sierras (Basin and Range). Ambas provincias son subyacidas por los terrenos de basamento Tahué y Tepehuano (Henry et al 2000) con edades del Paleozoico y Cretácico Inferior respectivamente (Ortiz-Hernández et al 2006). El terreno Tahué consiste de rocas pelágicas y siliciclásticas mississípicas-pérmicas, afectadas por metamorfismo regional en facies de esquistos verdes y anfibolita (Mullan et al 1977).

La SMO está caracterizada por un altiplano con una elevación promedio de 2,000 m con aproximadamente 1,200 Km de largo por 200-400 Km de ancho, extendiéndose desde la frontera con Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y limitada al oeste por el Golfo de California y al este por el Altiplano Central Mexicano. Esta provincia está sujeta a una tectónica extensional, gran parte de la cual se dio mientras la subducción de la placa Farallón era todavía activa, formadora de grábenes limitados por fallas de alto ángulo que se han referido como el Basin and Range mexicano. Esta extensión ha migrado iniciando en el Oligoceno con la mitad oriental de la SMO, posteriormente en el Mioceno temprano y medio la extensión migró hacia el Occidente, en el Mioceno tardío se concentró en la faja contigua al Golfo de California produciendo sistemas de fallas NNW limitantes con un conjunto de semi-grábenes con vergencia tanto al ENE como al WSW con zonas de acomodo transversales (Ferrari et al 2005).

La planicie costera, región en donde se ubica el área de estudio, se encuentra afectada por fallas normales asociadas a zonas de extensión tectónica. Ver figura 4.2.

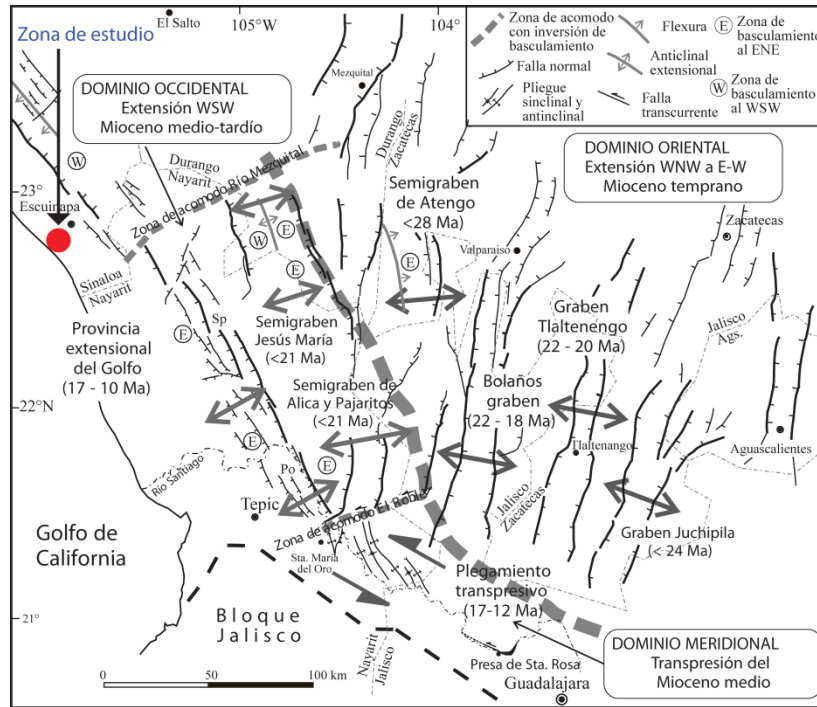


Figura 4.2 Ubicación de la zona de estudio al occidente de la SMO dentro de la Provincia Extensional del Golfo. Modificada de Ferrari et al (2005).

4.1.1.1 Estratigrafía regional

La estratigrafía regional está conformada de la siguiente manera, en orden cronoestratigráfico, comenzando por lo más antiguo. Ver mapa geológico en la figura 4.3:

Paleozoico

Las rocas de esta era consisten en una secuencia de rocas sedimentarias marinas que presentan un bajo grado de metamorfismo, entre ellas se encuentran esquistos, pizarras, cuarcitas y calizas recristalizadas que afloran entre los ríos Piaxtla y Presidio. Se estima que sus espesores son del orden de 800 m (CNA 2004).

Mesozoico

Rocas volcánicas de composición básica, intermedia y ácida con piroclastos afectados por procesos de metamorfismo regional y de contacto. Incluye pórfidos andesíticos, andesitas, riolitas y tobas; todas ellas sometidas a metamorfismo. Esta serie de rocas aflora a 35 Km al sureste del poblado de Escuinapa. También se encuentran rocas calcáreas que afloran en la zona cercana a Mazatlán (CNA 2004).

Cenozoico

A nivel regional existen rocas volcánicas constituidas por derrames lávicos de composición andesítica, areniscas tobáceas, basaltos, dacitas, tobas, ignimbritas riolíticas y areniscas conglomeráticas (CNA 2004).

Entre las rocas ígneas intrusivas se encuentran granitos, granodioritas y monzonitas que forman parte del batolito regional de Sinaloa y que aflora en los estados de Sinaloa y Sonora con una edad radiométrica de 40 a 100 Ma (UNAM, Instituto de Geología 1977).

Las rocas sedimentarias presentes están constituidas por conglomerados, areniscas tobáceas, horizontes delgados de piroclastos y en ocasiones de lava que fueron depositadas por procesos fluviales y volcánicos de forma simultánea. Regionalmente afloran en los márgenes de los principales ríos, aguas arriba de la provincia costera (CNA 2004).

Las unidades cenozoicas según CNA (2004), son las siguientes:

Unidad Mioceno inferior básica

Compuesta por materiales andesíticos que cubren el terreno metamórfico con discordancia angular y también a las rocas calizas del Paleozoico. Esta unidad no muestra una morfología distintiva, generalmente se presenta en forma de colinas bajas y onduladas con fallamiento y fracturamiento intenso producto de la intensa deformación causada por intrusivos.

Unidad Mioceno superior Volcaniclástica

Secuencia de rocas de origen volcaniclástico formadas por areniscas, tobas, conglomerados y lavas ácidas. Presentan una coloración rojiza a verdosa. Se presentan como estratos tabulares de espesores que varían de 3 a 30 cm con intercalaciones conglomeráticas.

La morfología de esta unidad es irregular, con relieve anguloso y valles bien desarrollados hacia la planicie costera.

Unidad Neógeno ácida

Compuesta por rocas volcánicas de composición riolítica, que son las más extendidas en el área. Una parte importante de esta unidad está constituida por ignimbritas. Fisiográficamente esta unidad es distintiva pues forma grandes mesetas inclinadas generalmente hacia el poniente.

Unidad Neógeno clástica

Consiste en un espesor considerable de limos, areniscas tobáceas y conglomerados con horizontes delgados de piroclastos y en ocasiones con lavas. Los bancos de material andesíticos y riolíticos son tan comunes como los de granito. Las rocas de esta unidad descansan en discordancia sobre rocas más antiguas.

Unidad Neógeno superior básica

Unidad compuesta principalmente por brechas y derrames basálticos, y en menor proporción por rocas andesíticas que forman la parte superior de la secuencia volcánica del área. Presenta algunos aparatos volcánicos aún reconocibles debido a que se trata de rocas jóvenes.

Esta unidad tiene dos miembros, el miembro inferior es un basalto de olivino con estructura vesicular y el miembro superior es una brecha basáltica. Esta unidad presenta características fisiográficas bien definidas. En los sitios donde la erosión ha cortado los derrames se destacan mesetas con bordes abruptos.

Unidad Cuaternaria. Pleistoceno clástico

Con este nombre se designa a los depósitos conglomeráticos de talud y abanicos aluviales, constituidos por bloques y guijarros de composición variable, generalmente volcánica intrusiva contenidos en una matriz arenosa o tobácea ocasionalmente con buena cohesión. Su expresión morfológica es en forma de lomeríos de relieve suave.

Unidad Cuaternaria Pleistocénica. Llanura Deltaica

Los grandes ríos que atraviesan el estado de Sinaloa han dado origen a depósitos deltaicos. La litología de esta unidad está representada por conglomerados de sedimentos arenosos y arenolimosos que presentan una clasificación pobre y estratificación cruzada. También se tienen materiales arenosos, areno-arcillosos y arcillosos con abundante materia orgánica. Forman parte de la llanura costera y presentan un relieve suave caracterizado por lomeríos remanentes de la superficie preexistente.

Unidad Cuaternaria reciente. Llanura Deltaica

Constituida por conglomerados de fragmentos ígneos, arenas, limos y arcillas, estos últimos ricos en materia orgánica. Se localizan en las márgenes de los ríos y tienen forma plana y ligeramente inclinada hacia el mar. En la zona afloran al sur de Escuinapa.

Unidad Cuaternaria reciente. Bermas

Unidad representada por depósitos arenosos de origen marino que indican el carácter progradante de la costa. Las antiguas líneas de costa se deben a la acción del oleaje y mareas que aportan los sedimentos hacia la alta playa y paulatinamente quedan fuera del alcance de la erosión marina. La expresión morfológica de las antiguas líneas de costa está indicada por elevaciones topográficas alineadas de manera paralela a la costa.

Unidad Cuaternaria reciente. Dunas Estabilizadas

Esta unidad agrupa acumulaciones arenosas, de origen eólico, que han quedado fuera de la fuente de aporte de sedimento y que han sido fijadas por la vegetación o bien por la acción de las aguas circulantes.

El sedimento arenoso que conforma las dunas estabilizadas es homogéneo con ausencia de grava. La forma de los granos de arena es de redondeados a angulosos. Al consolidarse la duna se presenta estratificación cruzada típica.

Unidad Cuaternaria reciente. Llanuras de Inundación

Son depósitos sedimentarios aportados por los ríos y sus afluentes en la zona aluvial y canales fluviales. En la llanura de inundación se presentan sedimentos finos tales como limo y arcilla que con frecuencia constituyen lodos negros con abundante materia orgánica.

No presentan estructuras aunque es posible observar pequeñas laminaciones de limo. Los sedimentos arenosos y areno-limosos se localizan en la zona aluvial y las gravas en el lecho de los canales fluviales.

Unidad Cuaternaria reciente. Playas

Con este término se designa a los sedimentos arenosos de origen marino que se encuentran distribuidos en las costas. La expresión morfológica de las playas está indicada por su suave pendiente hacia el mar de 10 a 20 m de amplitud con un máximo de 40 m, salvo en zonas de erosión costera donde el desarrollo de las playas se reduce hasta su extinción.

Los sedimentos propios de estas zonas se clasifican como sedimentos arenosos de grano fino a medio con predominio de partículas finas. Las estructuras observadas consisten en estratificación delgada y paralela con discordancia angular debida a las condiciones propias del depósito y de la erosión, correspondiente al flujo y reflujo de la marea y acción del oleaje.

Unidad Cuaternaria reciente. Llanuras de Intermarea

Así se denomina a las amplias áreas topográficamente bajas y con relieve suave localizadas tierra adentro de las lagunas y barreras litorales. Son inundables por la acción de las mareas. Estas llanuras muestran en su límite superior un pequeño escarpe de erosión producto de la acción erosiva de la marea ascendente y el oleaje.

Estas llanuras están constituidas por sedimentos finos, arenas de grano medio a fino y limos. Ocasionalmente presentan materiales redondeados y subangulosos de constitución ígnea, metamórfica y sedimentaria. Contienen altos porcentajes de materia orgánica que varía de 2 a 5 % por tratarse de zonas bien oxigenadas. No presentan estructuras.

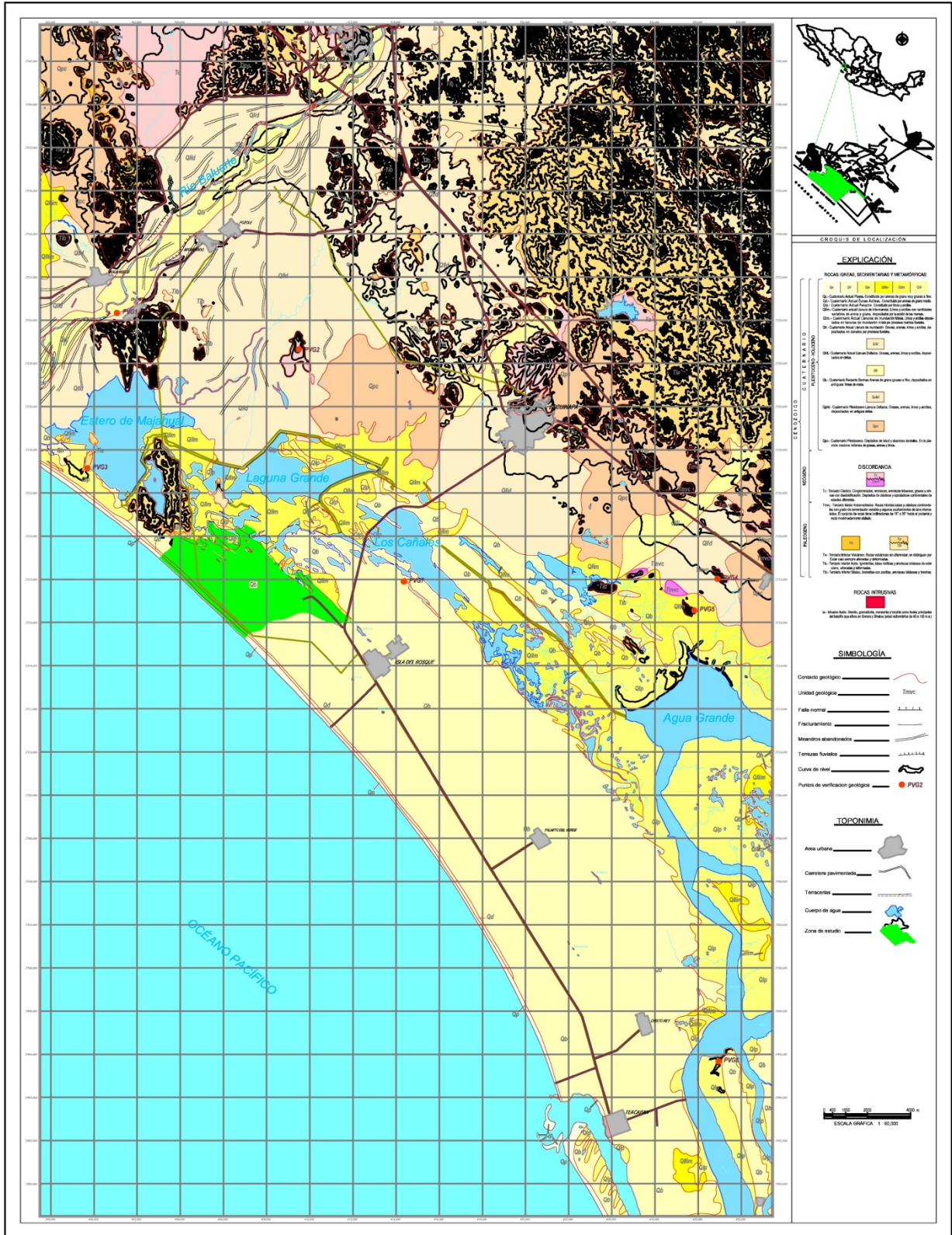


Figura 4.3 Mapa geológico regional. Modificado de UNAM, Instituto de Geología (1977).

4.1.2 Geología local

A continuación se presenta la geología local del área de estudio, abarcando únicamente la estratigrafía local del Cenozoico ya que la zona acuifera que es materia de estudio en esta tesis se encuentra alojada en las formaciones geológicas más recientes.

4.1.2.1 Estratigrafía Local

La estratigrafía del Cenozoico de la zona de estudio está conformada de la siguiente manera de acuerdo a la carta 13Q-b (7) Hoja Escuinapa, elaborada por la UNAM, Instituto de Geología 1977:

Paleógeno. Se trata del basamento del acuífero costero. Conformado por ignimbritas, tobas riolíticas, areniscas tobáceas, andesitas con zeolitas y rocas volcánicas sin diferenciar, pero que se distinguen por estar siempre alteradas y deformadas.

Neógeno. Conformado por tobas, clásticos continentales con grado de cementación variable, acñamientos de lava, conglomerados, areniscas, areniscas tobáceas y gravas.

Cuaternario. Se trata de los materiales que presentan una mayor superficie de afloramiento en la zona de estudio. Integrados por depósitos de talud y abanicos aluviales, llanuras deltaicas, barras arenosas o “bermas”, llanuras de inundación, llanuras de intermarea, depósitos de manglar, dunas activas y depósitos de playa. Los materiales que componen esta secuencia oscilan desde los limos y arcillas hasta arenas y gravas. En la figura 4.4 se presenta la columna estratigráfica correspondiente al Cuaternario en la zona de estudio.

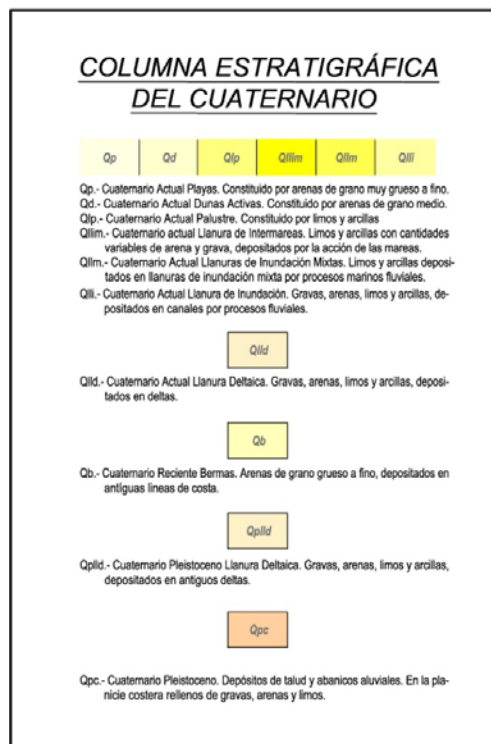


Figura 4.4 Columna estratigráfica del cuaternario. Modificada de UNAM, Instituto de Geología (1977).

4.2 Hidrología

Para la descripción hidrológica de la zona de estudio se acudió a informes técnicos que provee la Comisión Nacional del Agua (CNA), en los que se expone la caracterización hidrogeológica del acuífero con el fin de presentar la disponibilidad media anual de agua subterránea para posteriormente ser publicada en el Diario Oficial de la Federación (DOF).

4.2.1 De superficie

Situación Administrativa y Extensión del Acuífero

El acuífero Laguna Agua Grande, clasificado por CNA como el Acuífero 2512, queda comprendido dentro de la Región Administrativa III Pacífico Norte; forma parte del Consejo de Cuenca Río Presidio al San Pedro y no cuenta con un Comité Técnico de Aguas Subterráneas. Dentro del área del acuífero no existe decreto de veda. Pertenece a la Región Hidrológica No.11 Presidio-San Pedro; a la Subregión 11 B Ríos San Pedro, Rosa Morada y Acaponeta y pertenece a la Cuenca San Pedro. (CNA 2009).

La zona del acuífero se encuentra dentro de una planicie costera del estado de Sinaloa, la cual es atravesada por diferentes corrientes cuyas cuencas se extienden ampliamente en la Sierra Madre Oriental hasta el estado de Durango, vertiendo todas ellas en el Océano Pacífico. El drenado de estas cuencas es a través de corrientes de tipo dendrítico cuya cuantía durante el estiaje es pequeña (CNA 2004).

De acuerdo a Consultores S.A. (1978), el acuífero Laguna Agua Grande se encuentra en la franja costera denominada como Barra de Teacapan, misma que está situada entre la zona de inundación formada por las lagunas Navajas, Mojarras Agua Grande y el Estero de Teacapan que la limitan en su porción oriental y el Océano Pacífico que la limita en su porción occidental; al norte se continúa hasta el Río Baluarte y la sur la limita también el Estero de Teacapan (Ver Figura 4.5). CNA (2009) reporta que este acuífero presenta una extensión superficial similar a la que registra la barra de Teacapan.



Figura 4.5 Localización del Acuífero Laguna Agua Grande. Tomada de CNA (2009).

Clima

CNA (2009) establece que para determinar las características climatológicas en el área de este acuífero, se considera la clasificación climática de Köppen modificada por Enriqueta García (1981) a las condiciones particulares de la República Mexicana y en los datos tomados de Atlas en el año de 1976, se afirma que los climas en la zona sur del estado de Sinaloa están definidos por franjas paralelas a la planicie costera; en esta se encuentran el semi-árido cálido, el sub-húmedo cálido y el sub-húmedo semi-cálido. Asimismo reporta que para determinar las características climatológicas en el área de este acuífero, se analizaron las estaciones climatológicas "Rosario" y "La Concha", que se toman como representativas del área debido a que este acuífero es pequeño y contiguo a la línea de costa y ambas estaciones se encuentran en los extremos del acuífero.

El mismo estudio reporta que tomando en cuenta lo anterior y que la Barra de Teacapan es muy plana con una altitud máxima de 5 msnm, el clima prevaleciente es estepario muy cálido con régimen de lluvia en verano, aunque en invierno también se presentan precipitaciones importantes y la zona está expuesta a los fenómenos meteorológicos extremos como ciclones y sequías.

Temperatura media anual

La temperatura media anual corresponde al promedio de las temperaturas que se registran en una estación climatológica, que se obtienen diariamente a las 8:00 am; en la región es del orden de 26 °C. En esta zona las mayores temperaturas promedio se presentan en la temporada de verano, entre los meses de junio y septiembre fluctuando entre los 28.3 °C y los 30 °C, siendo julio el más caluroso. Los menores valores se presentan durante el invierno con temperaturas que fluctúan entre los 21.2 °C y los 23.2 °C, siendo enero el mes más frío (CNA 2009).

Precipitación media y total anual

La precipitación promedio anual dentro de la zona alcanza un valor de 940 mm, como un promedio de lo registrado en las estaciones climatológicas “Rosario” y “La Concha”, con fluctuaciones a lo largo de la barra de Teacapan de 860 mm en el norte y 1,020 en el sur. Siendo el año más lluvioso 1992 con 1,201 mm y el más seco el año 2001 con 755 mm, que representan el 80 % de la media (CNA 2009).

En la Figura 4.6 se muestra la precipitación total para la estación “El Rosario” en el periodo de 1964 a 2008. La máxima precipitación anual registrada en esta estación alcanzó los 1,426.9 mm en 1970, mientras que la menor tuvo lugar el año de 1980 con 179.5 mm.

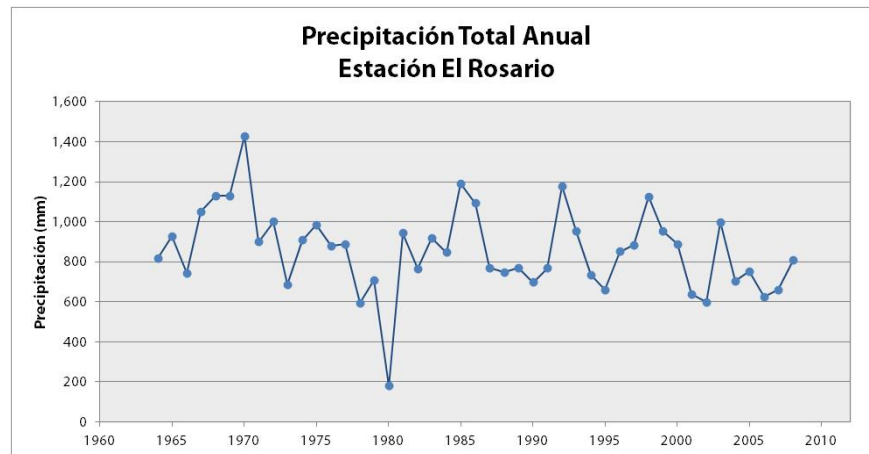


Figura 4.6 Precipitación Total Anual en la estación El Rosario.

Evaporación potencial media anual

Según los registros de la evaporación potencial promedio anual de la estación “Rosario”, situada en las cercanías de la zona del acuífero, las lecturas de evaporación alcanzan un valor promedio de 1,703 mm/año. La evaporación máxima registrada es de 1,750 mm ocurrida en el año de 1990 y la mínima de 1,582 mm en el año de 1985 (CNA 2009).

Relación Precipitación – Evaporación

Resulta interesante comparar los datos de precipitación y evaporación, dada su íntima correlación en la recarga y descarga del acuífero. Para la realización de la Figura 4.7, a continuación, se tomaron datos de precipitación y evaporación anual promedio. Para la primera se seleccionaron datos de 1983 en la estación El Rosario y para la segunda datos de 2002 en la estación La Concha.

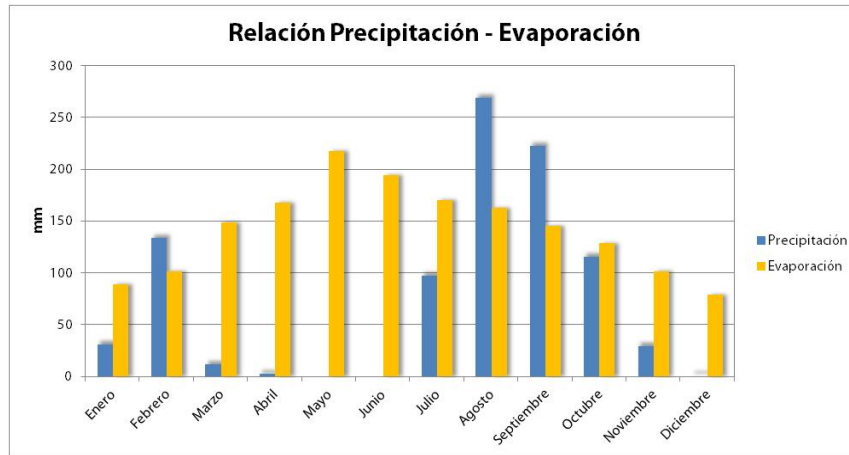


Figura 4.7 Relación precipitación- evaporación en la zona de estudio.

En la Figura 4.7 se puede observar la gran diferencia que existe entre las láminas de evaporación y precipitación en la mayor parte de los meses del año. La máxima diferencia tiene lugar en abril y mayo cuando la precipitación es casi nula y la evaporación es relevante. Sin embargo, en los meses de agosto a septiembre, la precipitación supera a la evaporación.

Climograma

A continuación se presenta un climograma elaborado a partir de datos de precipitación y temperatura registrados durante el año de 2004 en la estación climatológica “La Concha”, los datos corresponden a información obtenida del ERIC III (Extractor Rápido de Información Climatológica, del IMTA). Se eligió este año porque es el que cuenta con información completa más reciente. Se puede observar que la distribución de las lluvias se concentra de julio a septiembre con láminas mensuales de precipitación que superan los 200 mm, siendo julio y agosto los meses más húmedos y también los más calurosos. El periodo seco del año comprende de noviembre a mayo, con alturas menores a 60 mm, aunque dentro de este se tiene un lapso muy seco, que es de marzo a mayo, con menos de 10 mm mensuales. Los meses más cálidos son de mayo a octubre, mientras que el periodo templado es de diciembre a febrero.

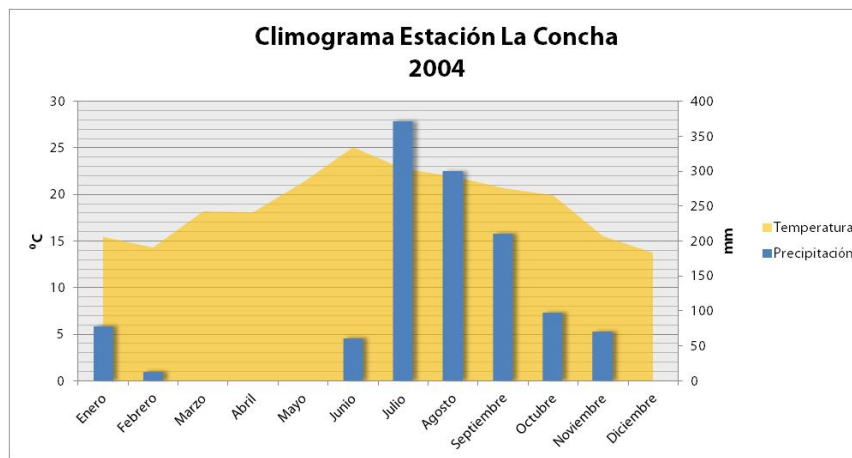


Figura 4.8 Climograma para la zona de estudio.

4.2.2 Subterránea

Tipo de acuífero

El acuífero Laguna Agua Grande está clasificado por CNA (2009) como un acuífero granular de tipo libre integrado por barras arenosas que formaban antiguas líneas de costas con presencia de llanuras mixtas de inundación generadas por procesos marinos y pluviales asociados con inter-mareas. Hacia la porción central de la barra arenosa se encuentran una serie de dunas producto de la acción eólica que corresponden a las partes topográficamente más altas de la barra. En general se tienen materiales clásticos con granulometría desde limos y arcillas hasta arenas y gravas que permiten condiciones favorables para la recarga, almacenamiento y circulación de agua subterránea.

Consultores S.A. (1978) mencionan que existen masas de agua salina que limitan la barra tanto de manera lateral como inferiormente por lo que la presencia de agua subterránea dulce se reduce a un delgado lente que “flota” sobre el agua salada.

La recarga que recibe es debida a la infiltración de agua de lluvia que se precipita sobre la superficie de la zona y a retornos por riego. Sus descargas principales son por flujo horizontal subterráneo hacia el Océano Pacífico, por evapotranspiración y por bombeo (CNA 2009).

Uso del agua subterránea

CNA (2009) reporta que en el año de 2002 se realizó un censo de aprovechamientos subterráneos en el área de estudio donde se estableció la existencia de 11 pozos, 61 norias, 117 jagüeyes¹ y 1 galería filtrante. Con tal estudio se determinó que el uso principal del agua subterránea se destina a la agricultura con un volumen de extracción de aproximadamente 11.9 Mm³/año para el riego de 2,083 ha. El siguiente uso en orden de importancia corresponde al abrevadero con 0.024 Mm³/año, mientras que para el uso doméstico y otros usos la extracción es mínima, del orden de 0.004 Mm³/año, sumando todo esto un volumen total de extracción de 11.928 Mm³/año.

Hidroestratigrafía

Según CNA (2009), en el área del acuífero no se dispone de información geofísica, sin embargo en estudios realizados por Consultores S.A. (1978) se determinaron las características generales de las formaciones geológicas que se aprecian en superficie y se relacionaron estas observaciones con sondeos geofísicos realizados en la zona del valle del Río Baluarte al norte de la zona de estudio.

En términos generales, en la zona existen rocas tanto permeables como impermeables. Las impermeables corresponden con materiales volcánicos, rocas intrusivas y sedimentos marinos.

¹ Jagüey: es una excavación a cielo abierto que intercepta al nivel freático en zonas donde este es relativamente somero y se utiliza para la extracción de agua subterránea.

Las rocas permeables comprenden materiales clásticos continentales, en su mayor parte de origen fluvial, las cuales presentan permeabilidad variable (CNA 2009).

Las unidades geológicas fueron clasificadas de acuerdo a su comportamiento hidrogeológico en: rocas permeables denominadas U1, rocas poco permeables U2 y rocas impermeables U3 (CNA 2009).

A continuación se presenta la Tabla 4.1 en donde se sintetiza la información hidroestratigráfica presentada por CNA (2009).

Tabla 4.1 Hidroestratigrafía de la zona de estudio según CNA (2009).

Unidad	Clasificación	Litología	Disposición en superficie	Potencial de explotación
Llanura de inundación	U1	arenas y arcillas de origen fluvial	lechos y valles de inundación de ríos y arroyos	alto (actualmente no se explotan)
Llanura deltaica	U1	arenas y arcillas de origen fluvial		alto
Playas	U1	arenas de grano fino bien clasificadas	en la mayor parte de la línea de costa	bajo (en contacto con agua de mar)
Bermas	U1	arenas de grano fino y medio	mayor distribución en el área	bajo (restringido por la cercanía al mar y posible intrusión marina)
Manglar	U2	limos y arcillas saturados (fango)	cercano a costas y lagunas litorales	bajo (poca permeabilidad y contienen agua salobre)
Llanuras de inundación mixtas	U3	arcillas y arenas	zonas inundables por crecientes de ríos y por acción de mareas	bajo (inundables y poca permeabilidad)

Parámetros Hidráulicos

La conductividad hidráulica en el medio granular es función de la distribución granulométrica de las unidades geológicas y del grado de compactación de las mismas. En general, los parámetros hidráulicos de este acuífero se determinaron mediante pruebas de bombeo, que se establecieron para un tiempo menor o igual a 24 h y una etapa de recuperación máxima de 4 h (CNA 2009).

Los valores medios reportados por CNA (2009) son: entre 163.30 y 4,674.24 m²/d para la transmisividad y entre 132.19 y 335.23 m/d para la conductividad hidráulica.

Adicionalmente, CNA (2009) reporta que el acuífero recibe una recarga vertical total de 138 Mm³/año constituida principalmente por la infiltración de agua de lluvia y la infiltración producida por los retornos por riego; su estimación se realizó en forma indirecta con base en la ecuación general de balance, en donde se involucraron las salidas por evapotranspiración, bombeo, cambio de almacenamiento y las características de transmisividad en el acuífero. El mismo estudio calcula una evapotranspiración de 127.49 Mm³/año, el bombeo se estima en 11.94 Mm³/año y el cambio de almacenamiento es de -1.41 Mm³/año considerando un abatimiento promedio de 0.076 m/año en un área de 182.6 km² y un coeficiente de almacenamiento de 0.1, se consideró además un coeficiente de infiltración de 0.30. La lámina de recarga se estima en 0.76 m/año al dividir la recarga vertical entre el área antes mencionada.

Piezometría

Durante el censo que realizó CNA en 2002, se efectuó además una medición piezométrica en pozos piloto donde se concluyó lo siguiente:

Los niveles estáticos en el acuífero son muy someros, en donde el 100% de los aprovechamientos censados tienen profundidades menores a los 3 m, por lo que toda la barra está expuesta a la evapotranspiración, siendo esta la principal salida subterránea del acuífero.

Las elevaciones del nivel estático muestran que la dirección de flujo subterráneo se inicia a partir de la zona central (Figura 4.9) continuando a lo largo de la barra y hacia el Océano Pacífico con descargas hacia los esteros, lagunas y marismas.

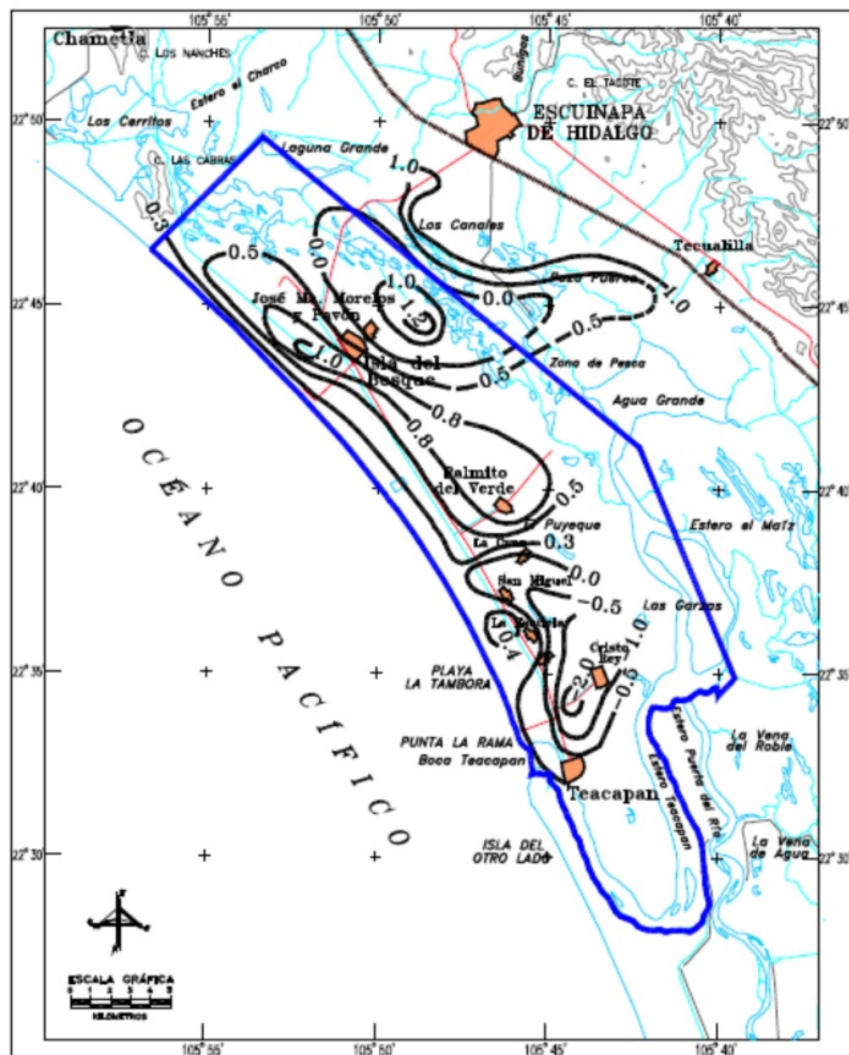


Figura 4.9 Elevación del nivel estático del acuífero Laguna Agua Grande. Tomada de CNA (2009).

El estudio determina que las elevaciones del nivel estático, tomadas en septiembre y octubre de 2002, son muy pequeñas y cercanas al nivel medio del mar por lo que se infiere que prácticamente no existen descargas hacia el mar.

Calidad del agua

El estudio referido anteriormente abarcó también la hidrogeoquímica y calidad del agua subterránea, haciendo mención que debido a que el acuífero Laguna Agua Grande es costero y que sus niveles de agua son muy someros y en algunas porciones se observan incipientes conos de abatimiento con elevaciones bajo el nivel del mar, existe el riesgo de inducir fácilmente la intrusión marina en el acuífero al incrementar su explotación, por lo que CNA recomienda vigilar constantemente la variación de los niveles y de la calidad del agua subterránea.

Este estudio reporta que para el análisis físico-químico y bacteriológico del agua subterránea, se analizaron los parámetros: temperatura, potencial de hidrógeno (pH), carbonatos, bicarbonatos, alcalinidad total, dureza total, cloruros, sulfatos, conductividad eléctrica, potasio, calcio, manganeso, magnesio, hierro, sodio, nitrógeno de nitratos, coliformes totales y coliformes fecales.

Dicho estudio reporta que de acuerdo a los resultados de los análisis antes mencionados, se observó que existen muestras de agua que sobrepasan los límites permisibles establecidos por la NOM-127-SSA1-1994. Desde el punto de vista físico-químico los parámetros que sobrepasan los límites permisibles son el pH, con valores mayores a 9 y el manganeso con valores de 0.27 mg/L. Por otra parte, microbiológicamente la mayoría de las muestras sobrepasa los límites permisibles en concentración de coliformes totales y fecales.

Al respecto, CNA comenta que para el uso de agua potable, el agua subterránea deberá ser tratada efectuando desinfecciones y en algunos casos una desmineralización. Para el uso de abrevadero, recomienda que se efectúen estudios específicos en cada caso que se requiera. Para el uso agrícola, menciona que una gran parte del agua muestreada que resultó de reciente infiltración, está condicionada a un porcentaje de sodio, fierro y cloruros que la hace sensible a ciertos cultivos, por lo que recomienda realizarle un análisis según los cultivos a desarrollar.



CAPÍTULO 5

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Geología local

5.2 Correlación Geológico – Geofísica

5.3 Hidrogeología local

5.4 Hidrogeoquímica local

5.5 Relaciones agua dulce - agua salada y caracterización de la cuña de intrusión

5.6 Predicción matemática de caudales máximos

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Geología local

Observaciones de campo y Puntos de Verificación Geológica (PVG)

En la zona de estudio afloran principalmente materiales sedimentarios clásticos (arenas y limos) originados en barras de acreción paralelas a la costa, que forman un cordón litoral que se extiende desde el cerro Las Cabras hasta el Estero de Teacapan (Ver mapa geológico, Figura 4.3). Este cordón litoral se encuentra asociado a diferentes ambientes de depósito, observados en campo y descritos a continuación:

Al norte (al sur del municipio El Rosario) se observa un ambiente de depósito deltaico caracterizado por gravas-arenas y limos-arcillas, así como conglomerados y areniscas. Los depósitos de materiales de granulometría fina cubren en su mayoría a los otros depósitos y por ende son los que soportan los ambientes lacustres en donde se tienen las marismas, en la base de estos en los materiales más permeables, se encuentra el acuífero con agua de diferente salinidad. Ver figura 5.1 a y b. Dentro de esta zona se encuentran los Puntos de Verificación Geológica PVG1 y PVG2 (Ver mapa geológico, Figura 4.3).

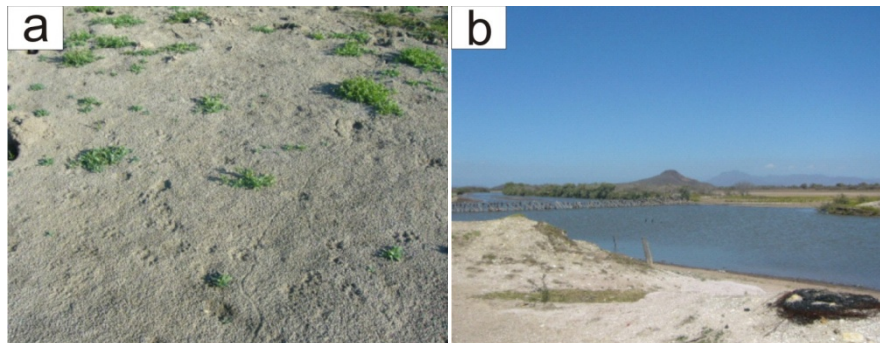


Figura 5.1 a) Gravas, arenas, limos y arcillas y b) Conglomerados y areniscas.

Al noroeste del área de estudio se observa una secuencia de rocas ígneas extrusivas compuestas por ignimbritas, tobas riolíticas y andesitas. Esta unidad, a profundidad en la zona costera, es el basamento del acuífero. Ver figura 5.2. Dentro de esta zona se encuentra el Punto de Verificación Geológica PVG3.



Figura 5.2 Tobas riolíticas que afloran en el cerro de Las Cabras.

En la zona sureste del municipio de Escuinapa, se observan abanicos aluviales y algunos afloramientos de rocas vulcanosedimentarias. Este tipo de depósitos se caracterizan por tener una estratificación de arenas y gravas que al encontrarse en la zona saturada corresponden con el acuífero. Ver figura 5.3. Dentro de esta zona se encuentra el Punto de Verificación Geológica PVG4.



Figura 5.3 Materiales aluviales compuestos por gravas, arenas, limos y arcillas.

En los límites de la Laguna Agua Grande (Ver mapa geológico, Figura 4.3) predominan las llanuras de inundación, las cuales se caracterizan por sedimentos finos limo-arcillosos. La estratificación cruzada es una característica de este ambiente. Ver Figura 5.4. Dentro de esta zona se encuentran los Puntos de Verificación Geológica PVG5 y PVG6.

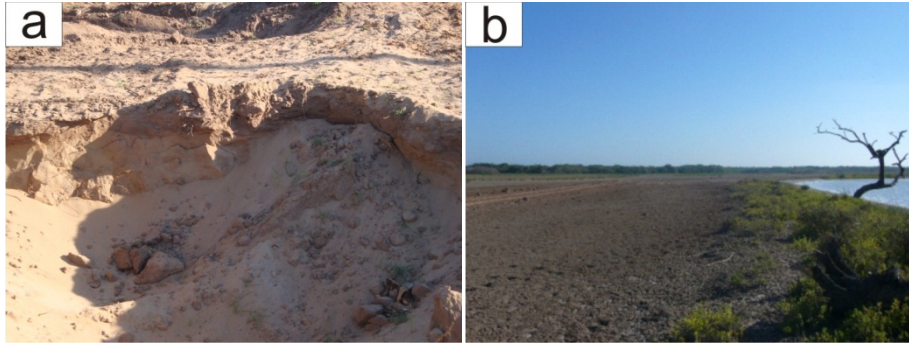


Figura 5.4 a) y b) Materiales de granulometría fina compuestos por limos y arcillas.

Por último, la zona costera está conformada por un ambiente de depósito denominado línea de costa, el cual se compone de gravas-arenas provenientes del mar y de material limo-arcilloso que es aportado por los ríos, estos materiales, especialmente las gravas-arenas, permiten el almacenamiento y flujo de agua subterránea. Esta zona es una barrera natural entre el estuario y el mar. Ver Figura 5.5. Dentro de esta zona se encuentra el Punto de Verificación Geológica PVG7.



Figura 5.5 Vista panorámica de la zona costera donde predominan los materiales arcillosos.

La tabla 5.1 resume la información de los puntos de verificación geológica.

Tabla 5.1 Resumen de los PVG y la relación entre los materiales encontrados y su comportamiento hidrológico de acuerdo a su conductividad hidráulica.

PVG	Material	Conductividad hidráulica (m/día)	Comportamiento hidrológico
PVG1	gravas-arenas y limos-arcillas	0.001 - 100	Marismas y/o acuífero
PVG2	gravas-arenas y limos-arcillas	0.001 - 100	Marismas y/o acuífero
PVG3	ignimbritas, tobas riolíticas y andesitas	10^{-3} - 10^{-4}	Basamento o acuífero fracturado
PVG4	arenas y gravas	10 - 100	Acuífero
PVG5	limos-arcillas	0.5 - 0.001	Llanuras de inundación y/o acuífero
PVG6	limos-arcillas	0.5 - 0.001	Llanuras de inundación y/o acuífero
PVG7	gravas-arenas y limos-arcillas	0.001 - 100	Acuífero

Geología del Subsuelo

Con el fin de conocer la estratigrafía a detalle en la zona de estudio y a falta de información detallada en esa zona, se realizaron tres perforaciones exploratorias supervisadas por una empresa consultora particular de las que se obtuvieron muestras de canal que sirvieron para generar un columna geológica particular a la zona de estudio y que comprende los primeros 90 m de profundidad (Figura 5.7).

Las perforaciones se realizaron de manera perpendicular a la línea de costa de tal manera que los resultados fueran representativos de la zona marina, central y lagunar respectivamente. Las profundidades de los tres pozos son: 20 m en la zona adyacente a la costa (P1), 90 m en la zona central (P2) y 21 m en la zona cercana a la franja lagunar (P3). En el mapa de la Figura 5.6 se observa la distribución espacial de los tres pozos.

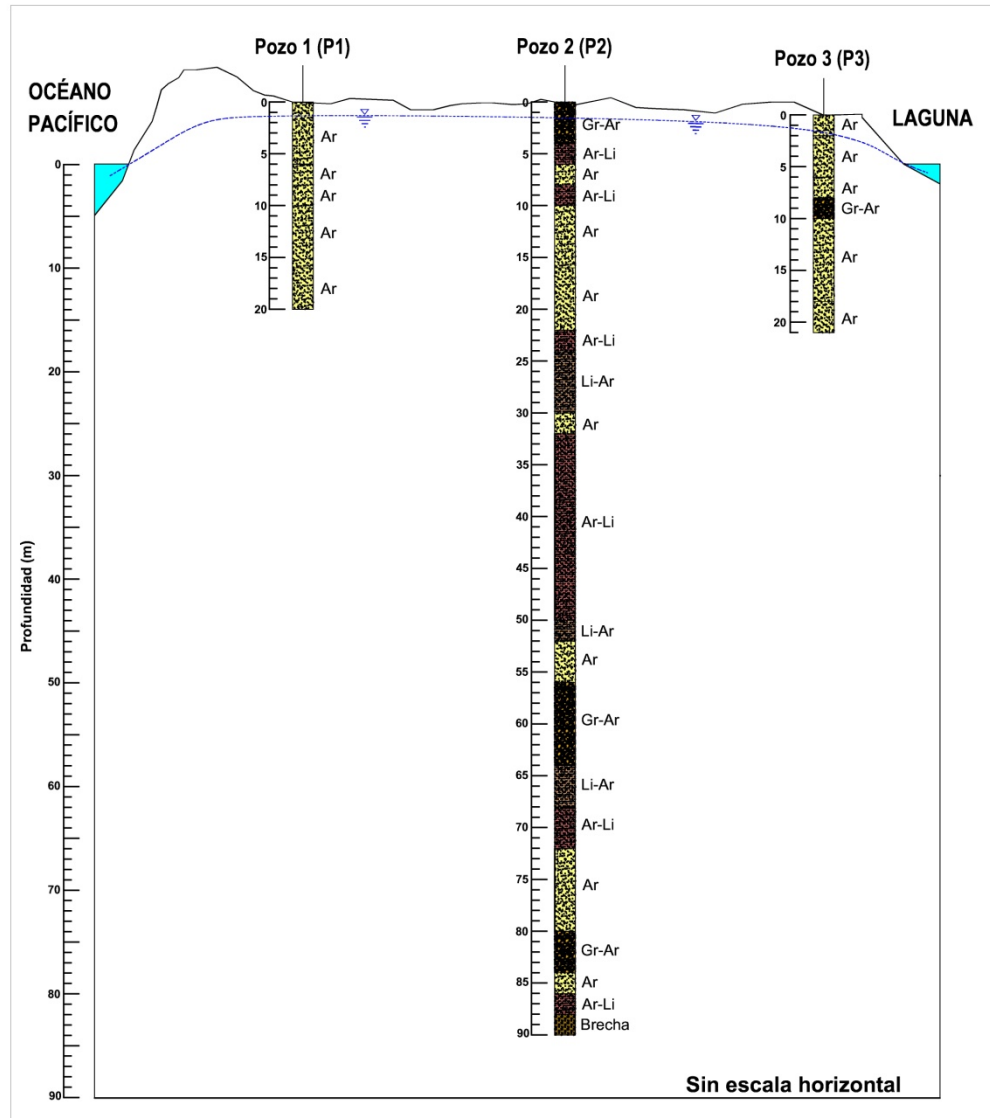


Figura 5.7 Esquema de los cortes litológicos en los primeros 90 m de profundidad.

Hidroestratigrafía

Para comprender la Hidroestratigrafía de la zona de estudio se acudió a los registros geofísicos que se realizaron en la zona, así como a correlación geológica por medio de los pozos perforados y a informes técnicos Fonatur (2009) que proveen un esquema general de la geología de la zona.

En la Figura 5.8 se esquematiza la disposición de las unidades hidroestratigráficas en el subsuelo. La zona fue dividida en 4 unidades hidroestratigráficas, cada una de las cuales fue agrupada de tal manera que la litología o el sedimento que la compone son relativamente homogéneos y responden de manera particular al almacenamiento y transmisión de agua subterránea. El acuífero que es materia de estudio en esta tesis, se encuentra alojado en la Unidad 1 entre el mar y la laguna.

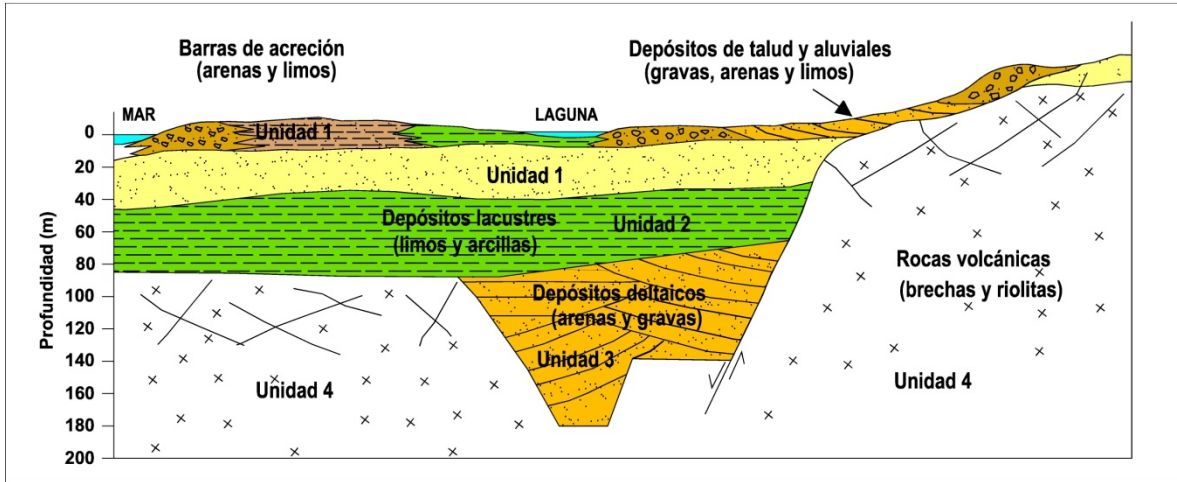


Figura 5.8 Unidades hidroestratigráficas y su posible disposición en el subsuelo.

5.2 Correlación Geológico-Geofísica

Se realizaron 6 líneas de tendidos geofísicos (Ver Figura 5.9), de tal manera que se midiera la respuesta de las unidades del subsuelo en un área que abarca a la zona de estudio, la zona de las marismas y en las inmediaciones de los tres poblados más cercanos a la zona de estudio. Cada línea, que agrupa dos o más TEM's, permitió generar un perfil geoelectrico en el que por medio de colores y valores resistivos se pudo realizar una interpretación de las diferentes unidades en el subsuelo, basadas en la respuesta resistiva de las mismas.

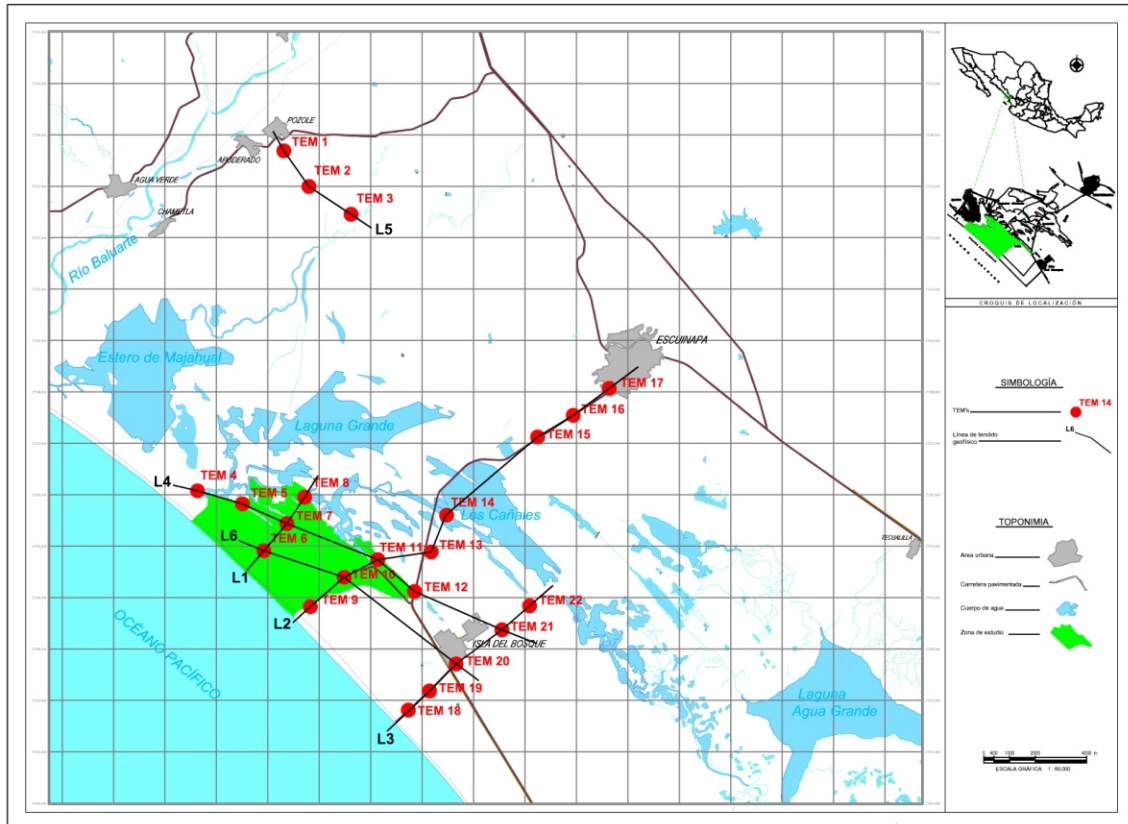


Figura 5.9 Ubicación de los tendidos geofísicos.

Perfiles Geoelectricos

A continuación se muestran los 6 perfiles geoelectricos que se realizaron en el zona de estudio. La profundidad de medición es de 150 m. Junto a cada perfil se muestra la tabla de correlación de las unidades geoelectricas con la correlación litológica y el posible comportamiento hidrogeológico.

Perfil Geoelectrico 1

El perfil geoelectrico de la línea 1 (L1) es el más completo en cuanto a interpretación, debido a que en esa zona se cuenta con mayor información del subsuelo y por tanto se puede correlacionar directamente la geofísica con las perforaciones exploratorias y con perfiles de salinidad, que se midieron en tres pozos (P1, P2 y P3) ubicados en el mismo punto donde se

realizaron los TEM's 6, 7 y 8. En este perfil, mostrado en la figura 5.10, se integró información de profundidad del nivel freático, perfiles de salinidad medidos en tres periodos (dos de estiaje y uno de lluvias), la zona de mezcla de agua dulce – salobre/salada, el esquema de los cortes litológicos de los tres pozos exploratorios (P1, P2 y P3) y la correlación de un intervalo de alta permeabilidad entre los tres pozos. Además, se indican las unidades geoelectricas en el subsuelo.

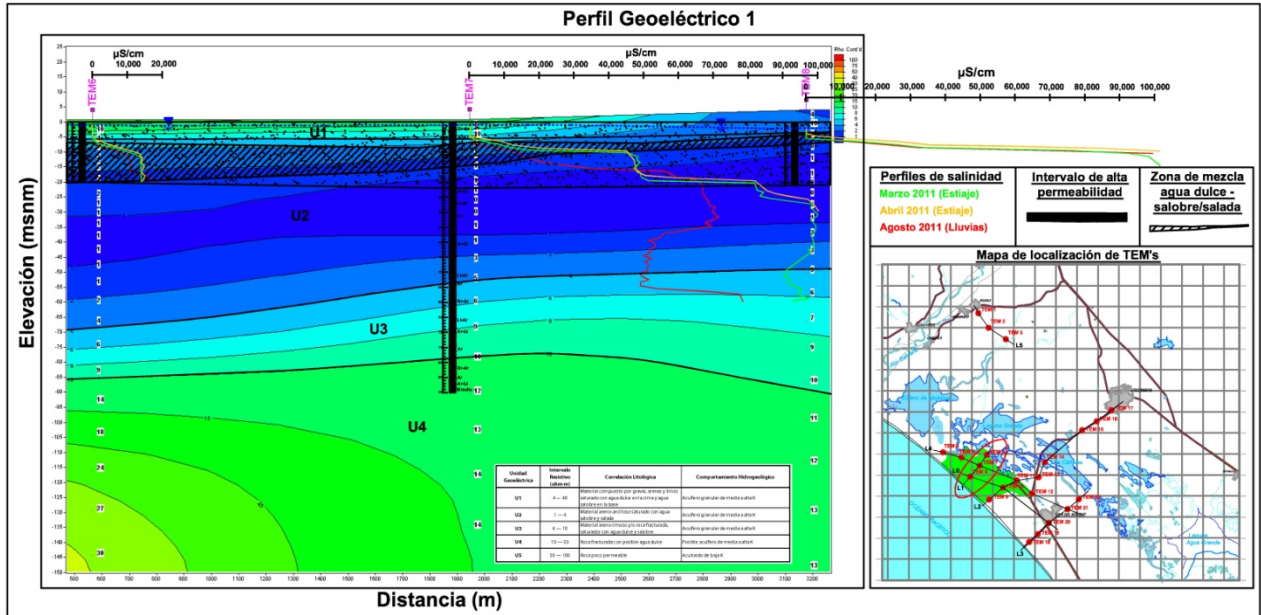


Figura 5.10 Perfil geoelectrico 1.

En el perfil geoelectrico 1, la costa marina se encuentra hacia el extremo izquierdo de la figura y la zona lagunar hacia el extremo derecho.

En este perfil se indicaron 4 unidades geoelectricas, la primera de ellas (U1) es la más somera y la que despliega datos resistivos acordes con materiales desde gravas hasta limos saturados con agua dulce en la cima y agua salobre en la base, esta se encuentra subyacida por la U2, U3 y U4 (Ver tabla incorporada en la figura 5.10 para mayor detalle de correlación). El nivel freático ronda los 1.5 m de profundidad.

En los perfiles de salinidad ubicados en el TEM6 (P1) se observa que la CE no excede los 20,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y se observa una dilución de la sal de los periodos de estiaje, marcados en amarillo y verde, al periodo de lluvias, marcado en rojo. En el TEM7 (P2) se observa que la CE comienza a aumentar desde los 5 m de profundidad, incrementándose a 90,000 y 100,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ entre los 25 y 60 m de profundidad en la temporada de estiaje. Nótese la dilución de la sal de los periodos de estiaje al de lluvias (en el subcapítulo 5.5 se tratará este tema a mayor detalle). En el TEM8 (P3) la CE aumenta abruptamente desde los 5 o 6 m de profundidad hasta rebasar los 100,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (límite de detección de la sonda Hydrolab) entre los 10 y 15 m de profundidad; no se observa un cambio significativo entre los tres periodos de medición. Al observar los perfiles de los tres pozos se define una clara aportación de agua hipersalina de la laguna entre el TEM7 y TEM8, lo cual implica que la calidad de agua en esa zona del acuífero es de muy baja calidad desde los 5 m de profundidad.

Utilizando los perfiles de salinidad, se pudo esquematizar la zona de mezcla de agua dulce – salobre/salada, desde los 1,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hasta los 20,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Con un espesor de 13 m en la zona cercana a la costa marina a menos de 3 m en la zona lagunar. En este perfil, el agua dulce de la U1, con un espesor de 5 a 8 m, se encuentra subyacida por agua salobre y salada en la U2 con un espesor de 50 a 60 m. Bajo esta última se encuentra la U3, con un espesor de 15 a 40 m, que es correlacionable con un intervalo de agua dulce y salobre. Por último, en la base se encuentra la U4, con un espesor aproximado de 70 m, que se correlaciona con el basamento del acuífero o bien con roca fracturada con posible agua dulce. De acuerdo a este perfil, la interfaz agua dulce – salobre/salada se encuentra a una profundidad aproximada de 7 m.

Los esquemas de los cortes litológicos de los tres pozos permiten la correlación de un intervalo de alta permeabilidad, compuesto por gravas y arenas, en los primeros 22 m de profundidad. La unidad geoelectrica U4, desde los 85 m de profundidad, se corresponde con la brecha volcánica que detectó el pozo P3 a 88 m de profundidad. Esta unidad U4, se encuentra a una profundidad similar en los 6 perfiles geoelectricos.

Perfil Geoelectrico 2

Este perfil, que comprende desde la costa marina hasta 15 km tierra adentro (Ver figura 5.9), muestra una gran heterogeneidad en las unidades geoelectricas. Se observan 5 unidades dispuestas de manera irregular. Las unidades U1, U2, U3 y U4 desde el TEM9 hasta el TEM14, son las que se pueden interpretar de manera más confiable. En esta zona, se observa que el espesor de la U1 ronda los 15 m, la U2 50 m, la U3 de 30 a 70 m y la U4 de 30 a 60 m. Como en el perfil 1, la U1 representa un delgado lente de agua dulce subyacente por agua salobre y salada (U2) para después encontrar agua dulce y salobre en la U3 y roca de basamento en la U4. La U5 corresponde con una zona de alta resistividad correlacionable con roca poco permeable.

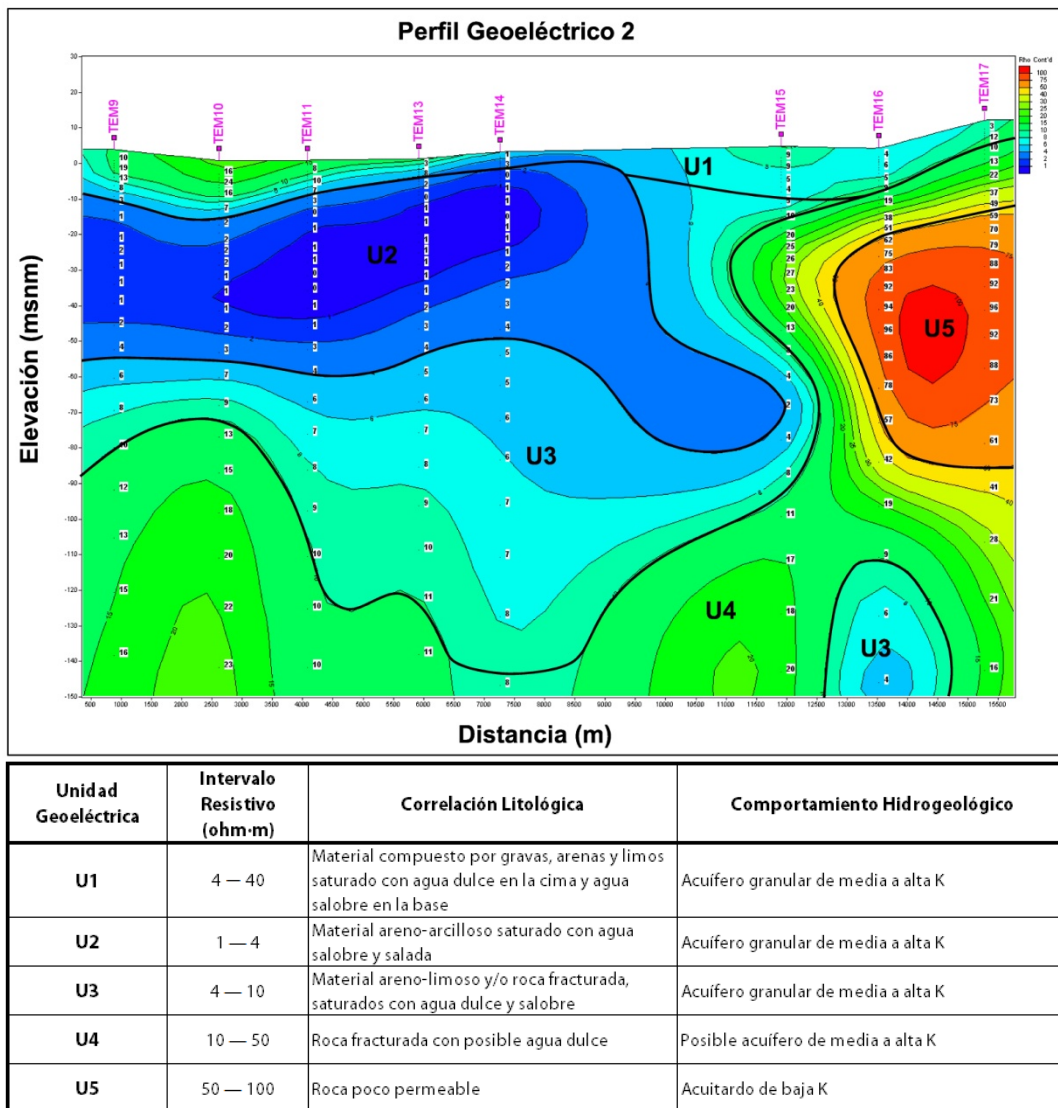
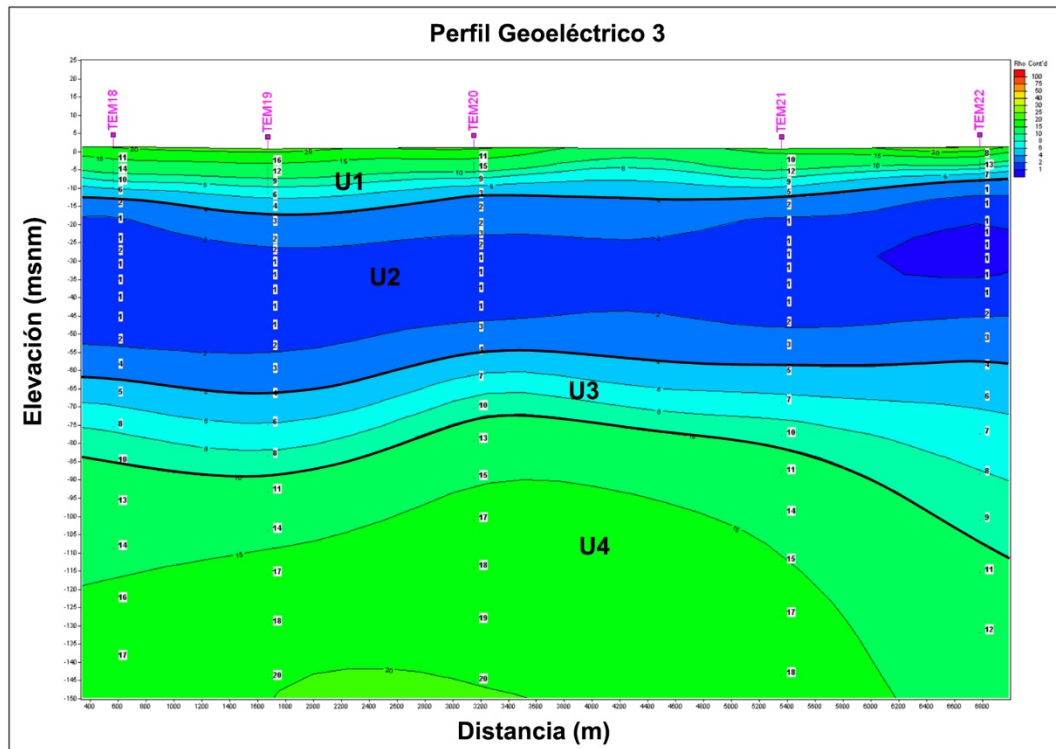


Figura 5.11 Perfil geoelectrico 2.

Perfil Geoelectrico 3

Este perfil abarca desde la costa hasta 7 km tierra adentro. Se observa una disposición de las unidades geoelectricas similar a la del perfil 1. La U1 tiene un espesor de 12 a 15 m aproximadamente, pero sigue constituyendo un delgado lente de agua dulce. Bajo esta unidad, se encuentra la U2 con un espesor de 30 m aproximadamente de agua salobre y salada. La U3 subyace a esta última y tiene un espesor aproximado de 20 m en la zona costera y de 40 m en la zona lagunar. La U4, encontrada desde los 80 m aproximadamente, tiene un espesor de 50 m. Observando este perfil, y particularmente la U2, se puede afirmar que la cuña de intrusión marina penetra por lo menos 7 km tierra adentro y/o que el paquete sedimentario encontrado a esa profundidad es relativamente homogéneo en dicha extensión.



Unidad Geoelectrica	Intervalo Resistivo (ohm·m)	Correlación Litológica	Comportamiento Hidrogeológico
U1	4 — 40	Material compuesto por gravas, arenas y limos saturado con agua dulce en la cima y agua salobre en la base	Acuífero granular de media a alta K
U2	1 — 4	Material areno-arcilloso saturado con agua salobre y salada	Acuífero granular de media a alta K
U3	4 — 10	Material areno-limoso y/o roca fracturada, saturados con agua dulce y salobre	Acuífero granular de media a alta K
U4	10 — 50	Roca fracturada con posible agua dulce	Posible acuífero de media a alta K
U5	50 — 100	Roca poco permeable	Acuitardo de baja K

Figura 5.12 Perfil geoelectrico 3.

Perfil Geoeléctrico 4

Este perfil, ubicado casi paralelamente a la línea de costa (Figura 5.9), muestra un comportamiento similar al perfil 1 y 3. Donde la U1, con 10 m de espesor aproximadamente, corresponde con el lente de agua dulce. Nótese una posible influencia de la laguna entre el TEM7 y TEM11 aportando agua más salina, lo cual disminuye la resistividad. La U2 subyace a la U1 y cuenta con 35 m de espesor aproximadamente. Esta última es subyacida por la U3, que muestra una forma irregular en los TEM's 5 y 11. El espesor de esta unidad va desde los 20 a 50 m. La U4 es la más profunda, con un espesor aproximado de 30 a 60 m.

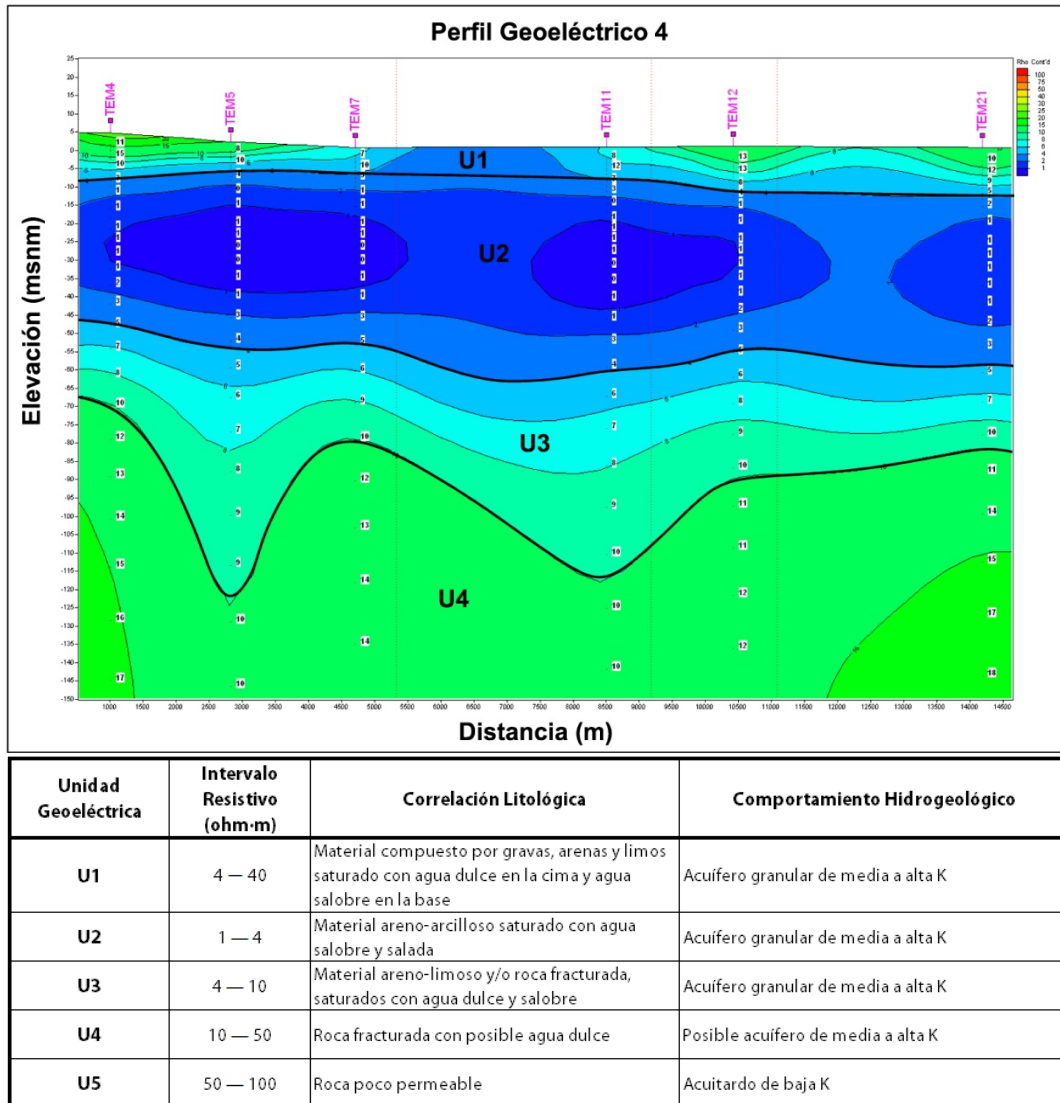


Figura 5.13 Perfil geoeléctrico 4.

Perfil Geoelectrico 5

Este perfil es el más alejado de la línea de costa, a una distancia aproximada de 13 km. Se observa la U1 en la cima con un espesor de 10 a 70 m aproximadamente. Al encontrarse cercano al Río Baluarte (Figura 5.9), particularmente el extremo del TEM1, es congruente que el espesor de esta unidad sea potente debido a un aporte de agua dulce desde el Río, lo cual lo convierte en un río perdedor o influente. En este perfil no existe la U2, por tanto se puede afirmar que la intrusión marina no rebasa los 13 km tierra adentro en esta zona. La U1 es subyacida directamente por la U3, que posiblemente contiene agua dulce o ligeramente salobre. Esta unidad tiene un espesor aproximado de 80 m. En la base, y a más de 140 m de profundidad se encuentra la U4, que es congruente debido a que al encontrarse a una mayor distancia de la costa, el paquete sedimentario es de mayor potencia y por tanto el basamento está más profundo.

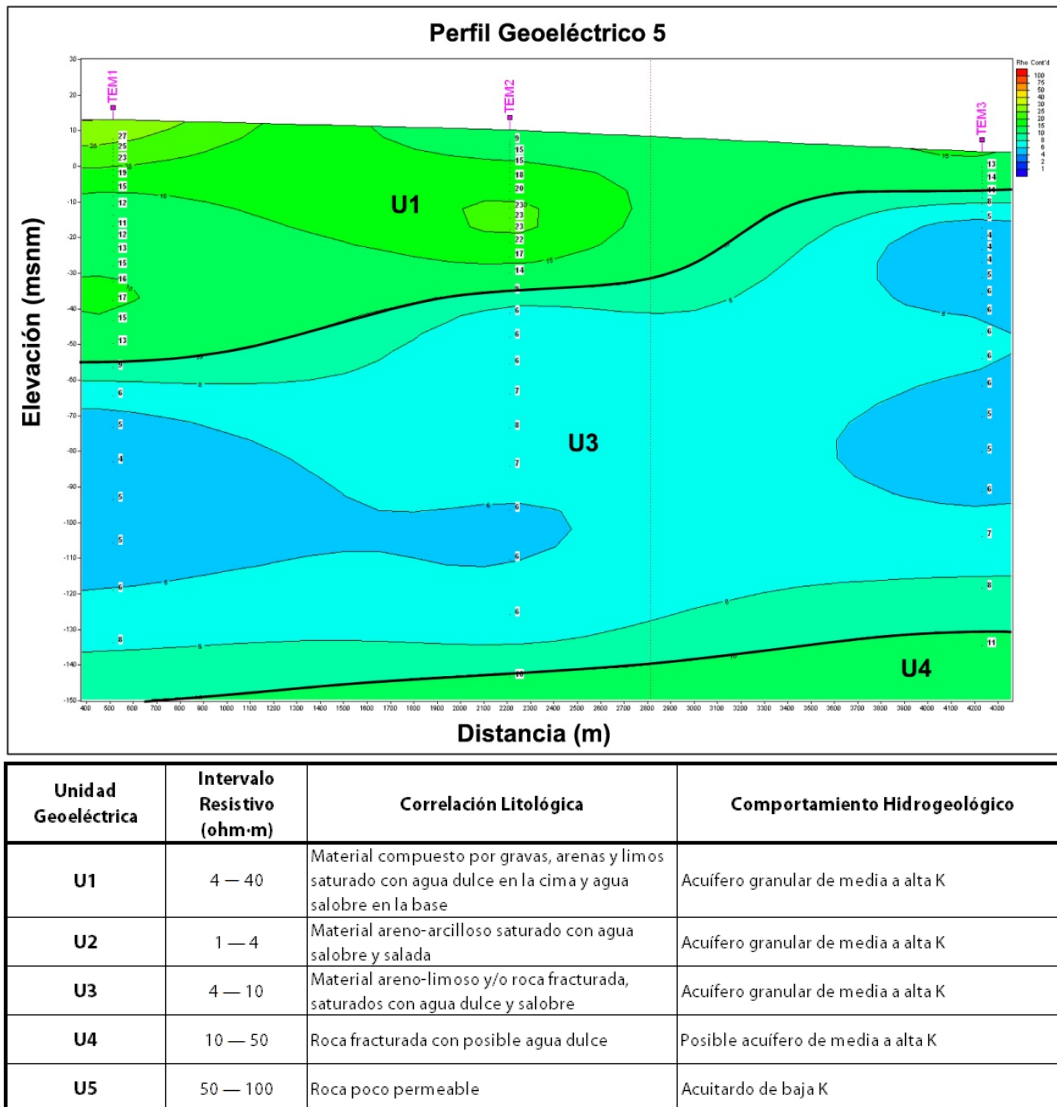
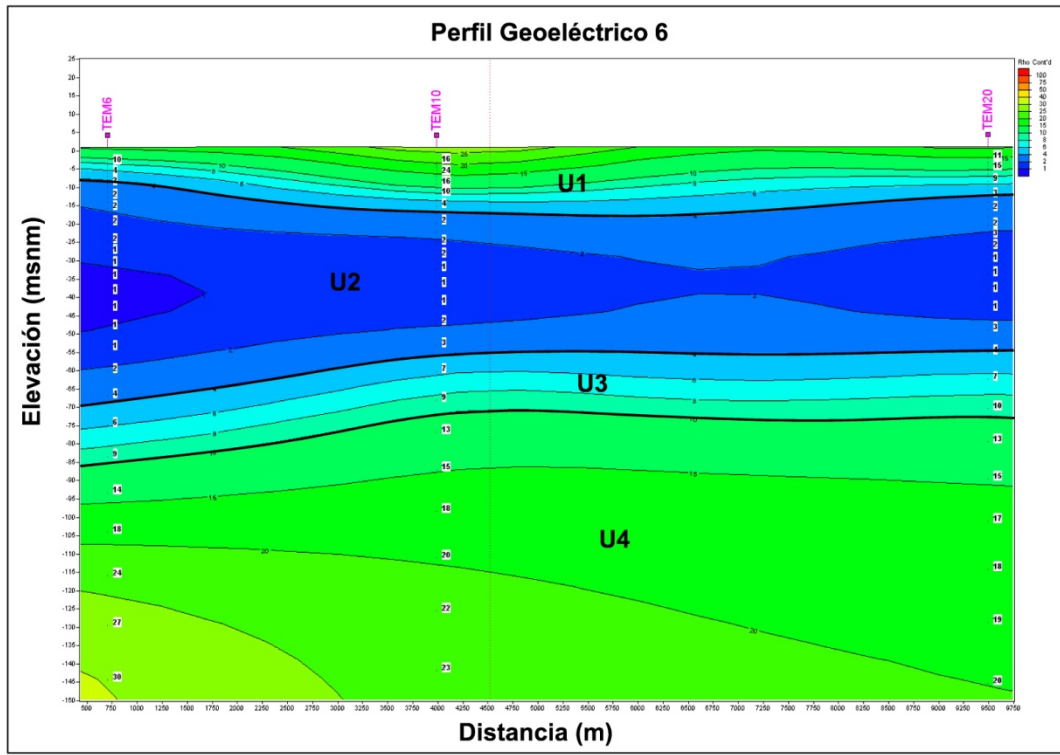


Figura 5.14 Perfil geoelectrico 5.

Perfil Geoelectrico 6

Este perfil es paralelo al 4 y similar al 1, 3 y 4. La U1, que tiene 8 m de profundidad en los extremos y 14 m en la parte central es correlacionable con materiales permeables saturados de agua dulce. Debajo de esta, se encuentra la U2, con 40 m de espesor aproximadamente y corresponde con la zona de intrusión marina con agua salobre y salada. Bajo esta unidad se encuentra la U3, con 13 m de espesor, correlacionable con agua dulce y salobre en materiales clásticos permeables. La U4, que es el basamento, se encuentra desde los 80 m de profundidad y tiene un espesor aproximado de 70 m.

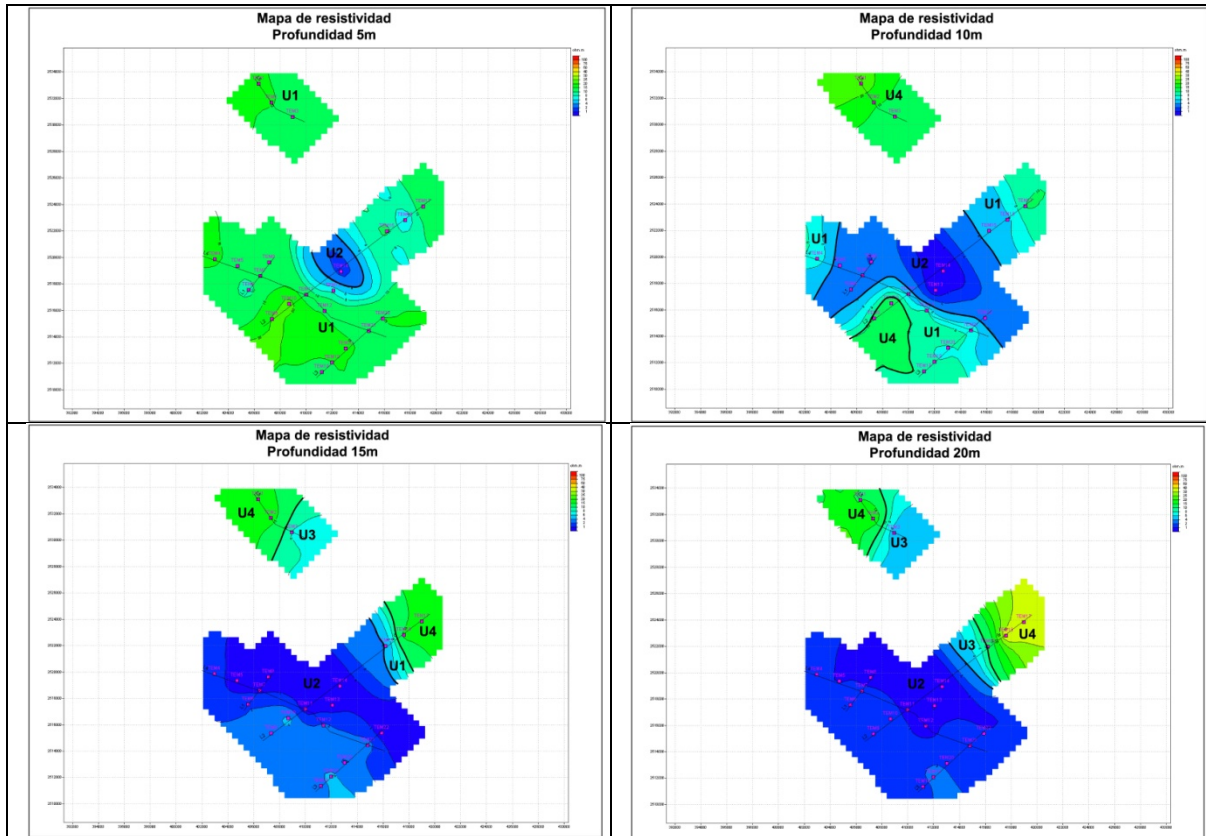


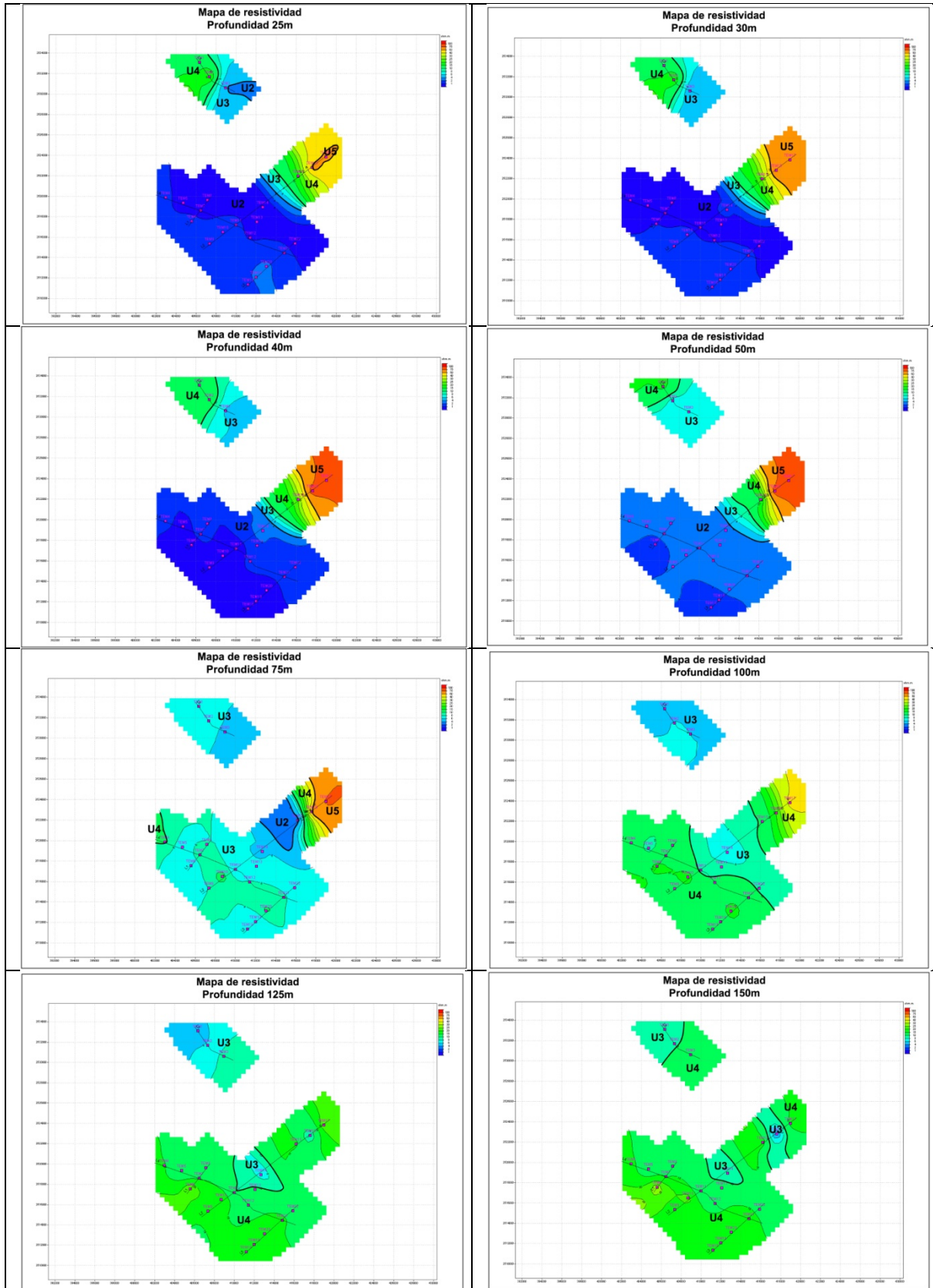
Unidad Geoelectrica	Intervalo Resistivo (ohm-m)	Correlación Litológica	Comportamiento Hidrogeológico
U1	4 — 40	Material compuesto por gravas, arenas y limos saturado con agua dulce en la cima y agua salobre en la base	Acuifero granular de media a alta K
U2	1 — 4	Material areno-arcilloso saturado con agua salobre y salada	Acuifero granular de media a alta K
U3	4 — 10	Material areno-limoso y/o roca fracturada, saturados con agua dulce y salobre	Acuifero granular de media a alta K
U4	10 — 50	Roca fracturada con posible agua dulce	Posible acuifero de media a alta K
U5	50 — 100	Roca poco permeable	Acuitardo de baja K

Figura 5.15 Perfil geoelectrico 6.

Mapas de resistividad

A continuación se presentan los mapas de resistividad a diferentes profundidades en toda el área donde se realizaron los TEM's. En cada mapa se despliegan las líneas de los tendidos geofísicos y las diferentes unidades geoelectricas en el subsuelo. La línea de costa se encuentra en el límite inferior izquierdo de la figura de mayor tamaño en cada mapa. También se despliega la tabla de correlación geológico – geofísica. Nótese cómo en el mapa a 5 m predomina la U1, correlacionable con agua dulce. En el mapa a 10 m, comienza a disminuir la resistividad, correlacionable con un aumento en la salinidad del agua. En los mapas a 15, 20, 25, 30, 40 y 50 m de profundidad predomina la U2 y es un indicador de que existe agua salobre y salada desde los 10 hasta los 50 m aproximadamente. Posteriormente, a 75 m, predomina la U3, correlacionable con agua dulce y ligeramente salobre. Entre los 75 y 100 m de profundidad comienza a aparecer la U4, que es correlacionable con la roca de basamento.





Unidad Geoelectrica	Intervalo Resistivo (ohm·m)	Correlación Litológica	Comportamiento Hidrogeológico
U1	4 — 40	Material compuesto por gravas, arenas y limos saturado con agua dulce en la cima y agua salobre en la base	Acuífero granular de media a alta K
U2	1 — 4	Material areno-arcilloso saturado con agua salobre y salada	Acuífero granular de media a alta K
U3	4 — 10	Material areno-limoso y/o roca fracturada, saturados con agua dulce y salobre	Acuífero granular de media a alta K
U4	10 — 50	Roca fracturada con posible agua dulce	Posible acuífero de media a alta K
U5	50 — 100	Roca poco permeable	Acuitardo de baja K

Figura 5.16 Mapas de resistividad.

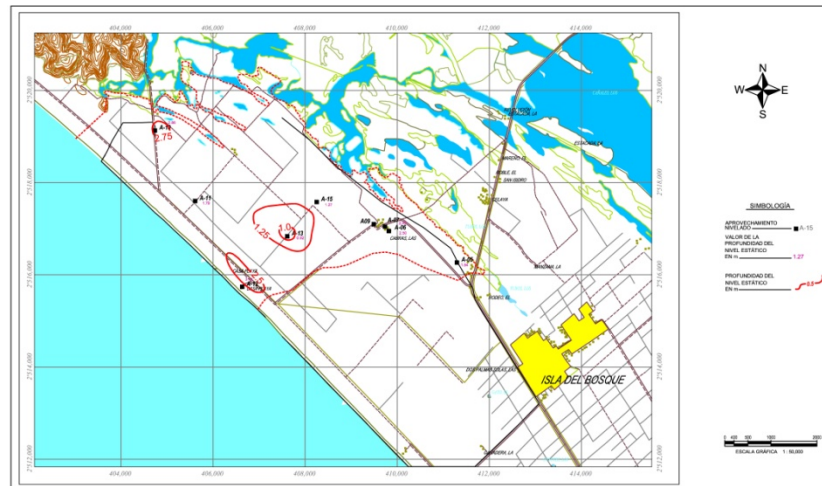
5.3 Hidrogeología local

Para tratar la información referente a este tema, se estudió la piezometría de la zona de estudio y los datos resultantes de piezómetros instrumentados con transductores de presión, se estudió además la prueba de bombeo realizada en dicha zona y que permitió obtener parámetros hidráulicos propios del acuífero en cuestión. Las configuraciones piezométricas se realizaron con base en una red de monitoreo de 24 aprovechamientos nivelados topográficamente. En el Anexo 2 se presenta la tabla completa de datos de la red de monitoreo.

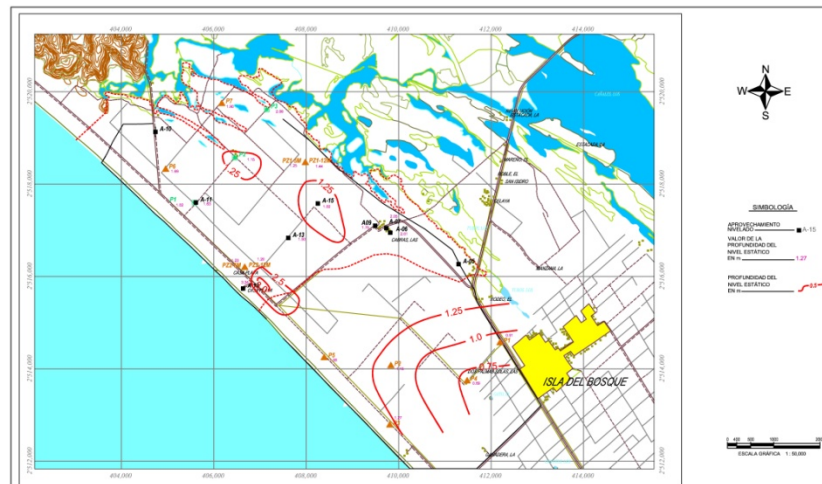
Piezometría

- Profundidad del nivel estático (PNE)

Se cuenta con tres periodos de medición de PNE, que son marzo 2009, 2010 y 2011 (Figura 5.17), correspondientes a la temporada de estiaje en la zona de estudio. La mayor profundidad es del orden de 3 m, registrada en marzo de 2010 y 2011 en la zona cercana a la línea de costa, mientras que la menor profundidad es de 0.75 y 1 m en la zona central y al sur-oeste del poblado de Isla del Bosque.



a



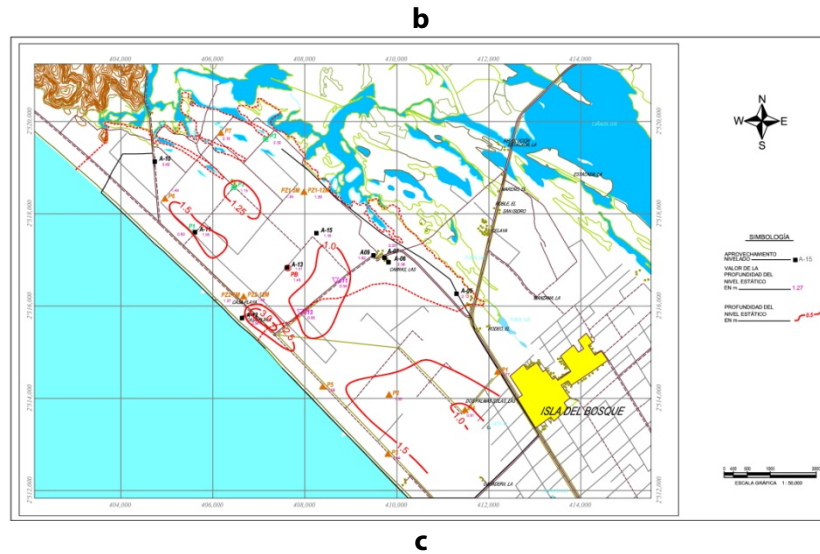
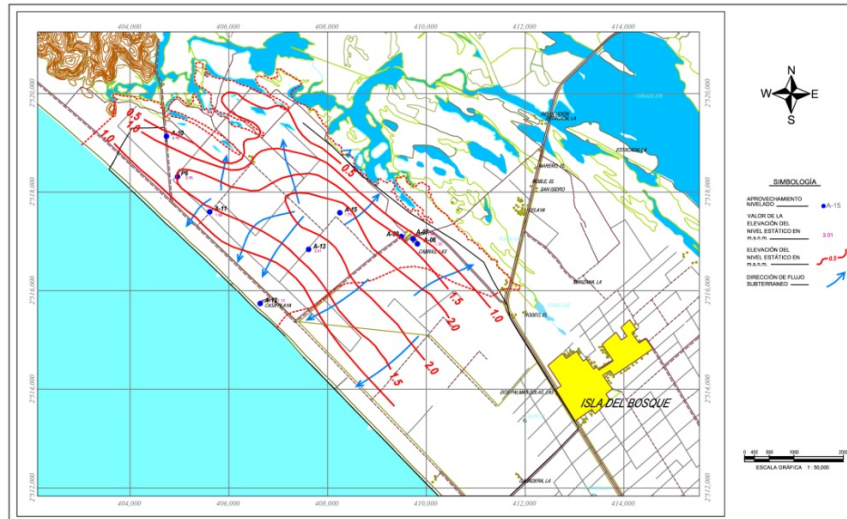


Figura 5.17 Mapas de PNE durante tres periodos de medición. El mapa **a** corresponde con la configuración de la PNE en marzo de 2009, el mapa **b** con marzo de 2010 y el mapa **c** con marzo de 2011.

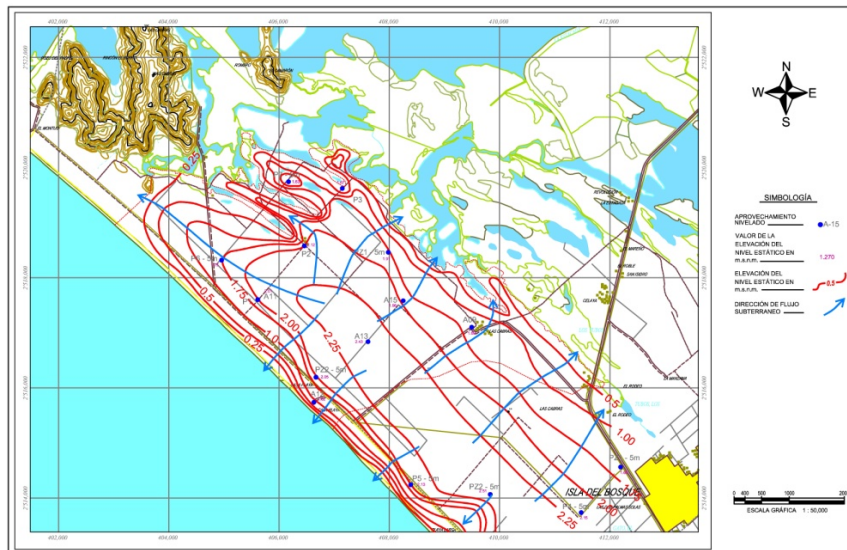
- Elevación del nivel estático (ENE)

Como en la PNE, se cuenta con tres periodos de medición de la ENE en marzo de 2009, 2010 y 2011 (Figura 5.18). En los tres periodos de medición, la configuración resultante muestra un domo en la parte central de la zona de estudio, de donde se establece un parteaguas hidrodinámico alargado y orientado noroeste-sureste, a partir del cual los valores decrecen gradual y radialmente hacia las zonas marina y lagunar, donde la elevación alcanza valores cercanos a los 0.30 msnm, por lo que la descarga de agua subterránea ocurre hacia estas dos zonas. Las mayores elevaciones en el centro del domo no rebasan los 3 msnm. Las curvas de igual elevación del nivel estático durante marzo de 2009 manifiestan valores que varían de 0.78 a 3.01 msnm, en marzo de 2010 de 1.02 a 2.51 msnm y en marzo de 2011 de 0.72 a 2.63 msnm.

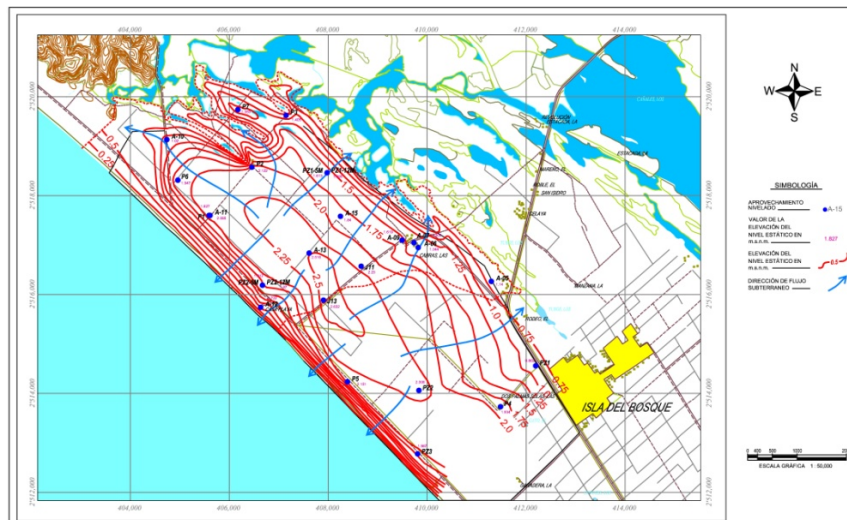
En los periodos de marzo 2010 y 2011 se observa que el gradiente hidráulico de flujo de agua subterránea que drena hacia la zona lagunar es mayor que el que se conduce hacia la zona marina, lo cual implica que los materiales en esta última son menos permeables que en la costa marina y/o que existe una barrera hidráulica en la costa marina que disminuye el flujo.



a



b



c

Figura 5.18 Mapas de ENE durante tres periodos de medición. El mapa **a** corresponde con la configuración de la ENE en marzo de 2009, el mapa **b** con marzo de 2010 y el mapa **c** con marzo de 2011

En agosto de 2011, correspondiente a la temporada de lluvias, se realizó otro recorrido piezométrico y se generó una configuración de la ENE, ahora los valores de elevación fluctúan de 1.36 a 2.88 msnm. La configuración resultante (Figura 5.19) presenta las mismas características que las de marzo de 2009, 2010 y 2011, a diferencia que en agosto la carga hidráulica disminuye en la zona sureste de la zona de estudio generando una zona de flujo circular.

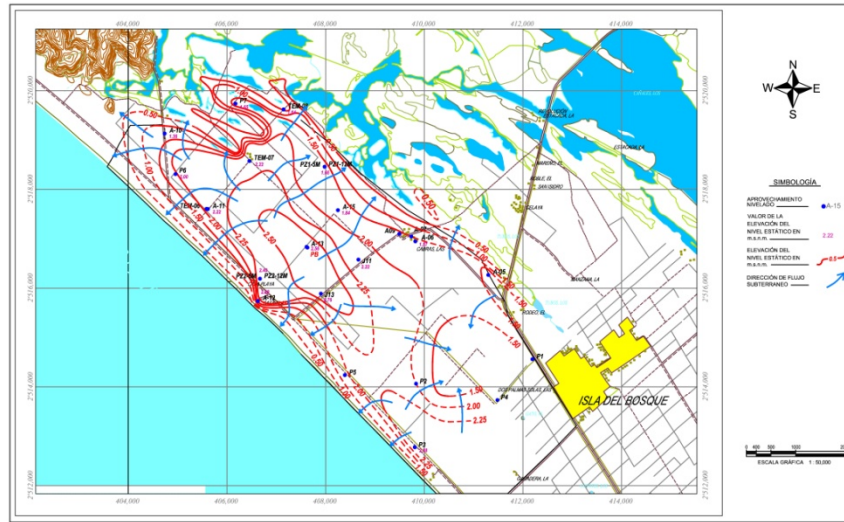


Figura 5.19 Elevación del nivel estático en agosto de 2011.

Transductores de presión

Dentro de la zona de estudio se cuenta con un piezómetro doble perforado a 5 y 12 m de profundidad, correspondiente a la zona de agua dulce y salobre respectivamente. Se utilizaron dos transductores de presión tipo Micro Diver de la marca Schlumberger para medir las variaciones de la elevación del nivel estático desde marzo hasta agosto de 2011, abarcando las temporadas de lluvias y estiaje (Figura 5.20). Los equipos fueron programados para registrar un dato cada 3 horas. En la misma imagen se anexa un registro de la lámina de precipitación en una estación climatológica cercana al área de estudio.

El piezómetro a 5 m (agua dulce) muestra una ENE al comienzo del periodo de medición de 2 msnm con un abatimiento gradual de 1 m aproximadamente conforme avanza la temporada de estiaje, hasta registrar una recuperación gradual durante la época de lluvias, alcanzando valores cercanos al primer periodo de medición. El piezómetro a 12 m (agua salobre), muestra un comportamiento similar, aunque la recuperación del nivel durante la temporada de lluvias es inmediata e inclusive rebasa por más de 1 m el nivel original y al final del periodo ocurre otra recuperación súbita de más de 4 m. La diferencia de carga hidráulica entre ambos piezómetros es de esperarse debido a las variaciones de salinidad del agua.

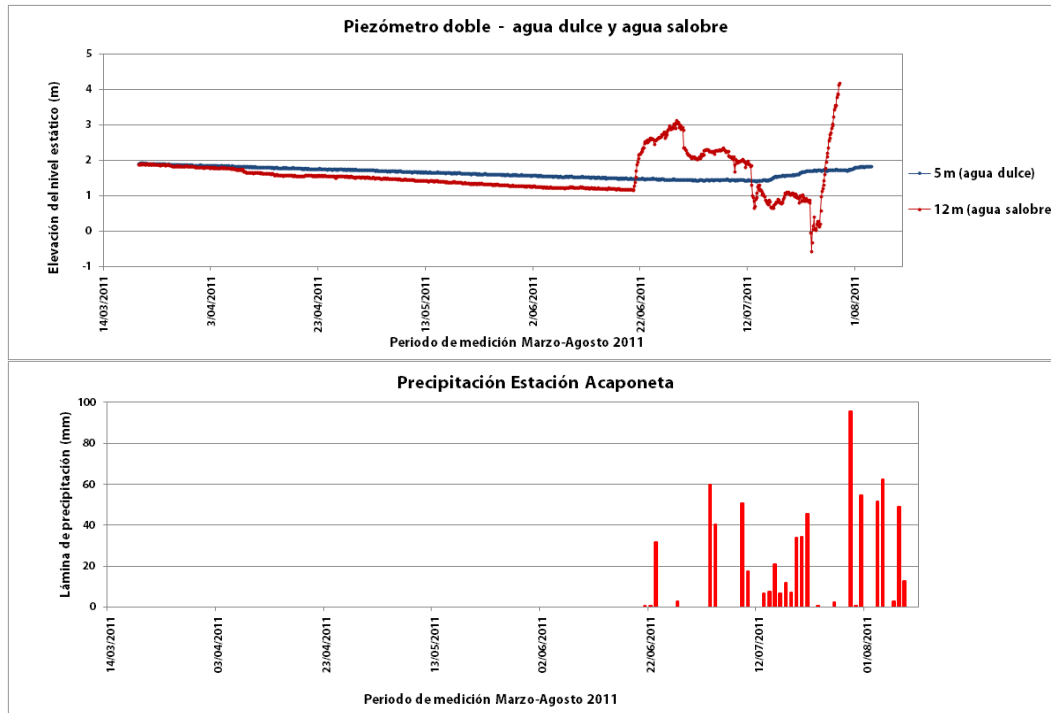


Figura 5.20 Gráficas de ENE en un piezómetro doble en agua dulce y salobre comparadas con el registro de la lámina de precipitación.

Se cuenta además con el comportamiento del nivel freático en el pozo de monitoreo P1 desde abril hasta noviembre de 2010 (Figura 5.21). En la figura resultante se observan las fluctuaciones estacionales del nivel, con recuperaciones de casi 2 m en la temporada de lluvias (que en este caso se observa de julio a septiembre). La temporada de estiaje se observa de abril a julio y de octubre a noviembre.

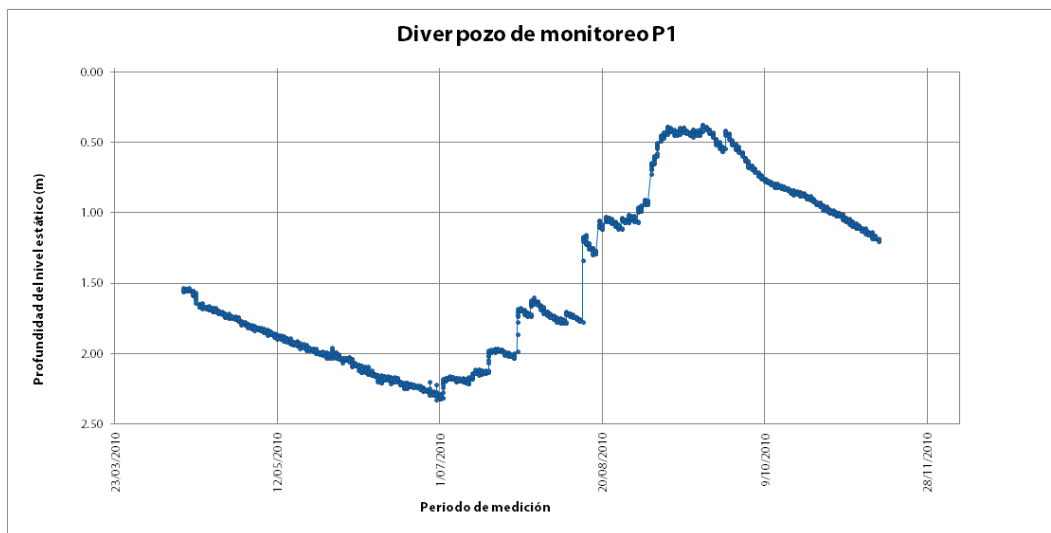


Figura 5. 21 Fluctuaciones estacionales del nivel estático en el pozo de monitoreo P1.

Evolución del nivel estático

Para determinar esta configuración se utilizaron datos de piezometría de marzo de 2010 y 2011. Estos datos fueron ingresados a Surfer 10 para obtener la figura 5.22.

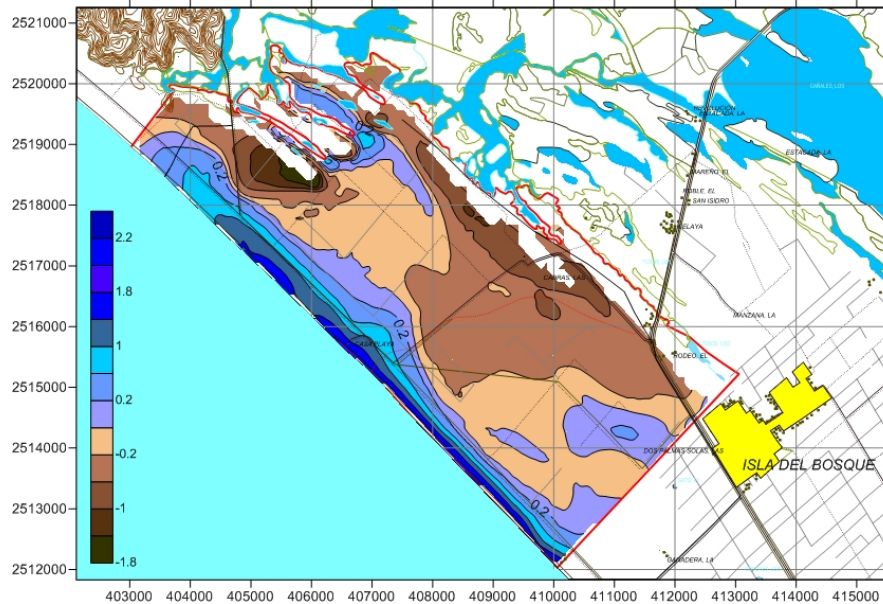
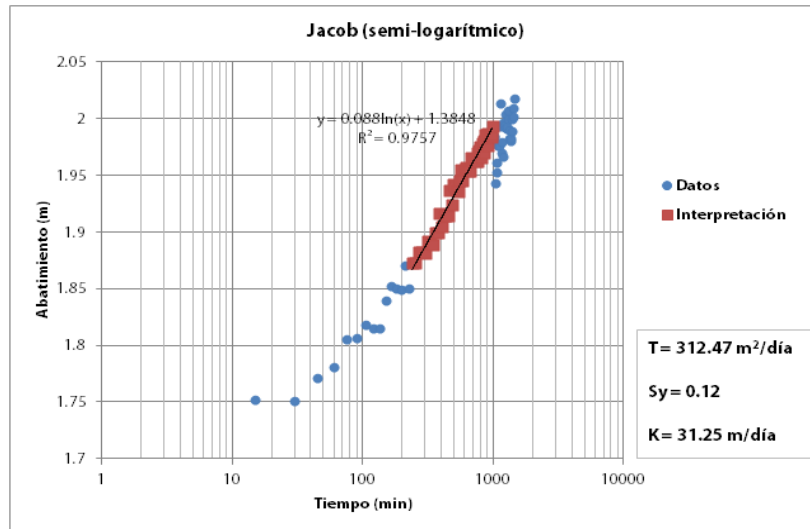


Figura 5.22 Evolución del nivel estático marzo 2010 – 2011.

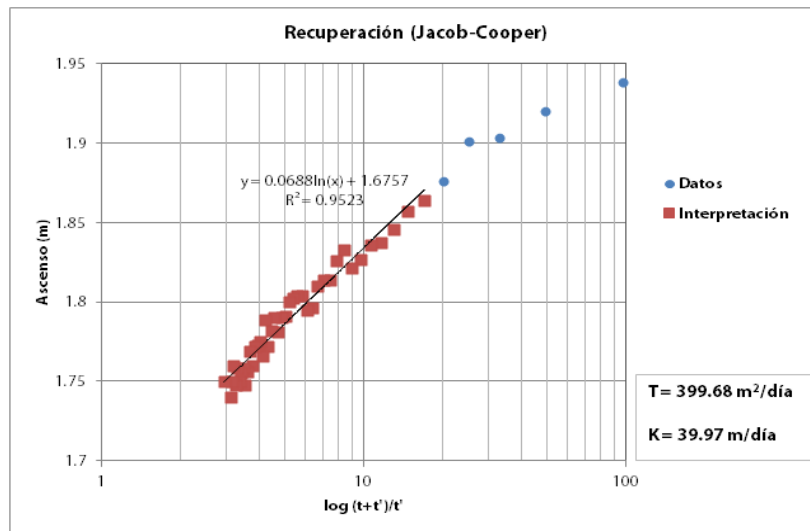
La figura 5.21 muestra que las mayores evoluciones (mayores a 1 m) ocurrieron hacia la costa marina y las menores (menores a 1 m) hacia los litorales de la zona lagunar.

Prueba de bombeo

Se reinterpreto la prueba de bombeo realizada en la zona de estudio para obtener los parámetros hidráulicos de conductividad hidráulica (K), transmisividad (T) y rendimiento específico (S_y). Se interpretó tanto el abatimiento del nivel de agua ocurrido en el pozo de observación, situado a 8 m del pozo de bombeo, como la recuperación, siendo esta última más precisa en cuanto a los datos obtenidos. El espesor saturado (b) se tomó como el espesor aproximado del lente de agua dulce, debido a que sería este el de interés para ser explotado.



a



b

Figura 5.23 Resultados de la interpretación de la prueba de bombeo. La figura **a** corresponde con la curva de abatimiento obtenida utilizando el método de Jacob. La figura **b** resulta de la interpretación de la etapa de recuperación por el método de Jacob-Cooper.

Los datos obtenidos en la etapa de abatimiento son: 31.25 m/día para la conductividad hidráulica, 312.47 m²/día para la transmisividad y 0.12 para el rendimiento específico. En la etapa de recuperación son: 39.97 m/día para la conductividad hidráulica y 399.68 m²/día para la transmisividad. Los valores de la conductividad hidráulica son correlacionables con arenas medias a gruesas y por tanto se les atribuye una calificación cualitativa de. Por tratarse de un acuífero libre, $S_y = \text{porosidad eficaz } (\Phi_{EF})$, por tanto, $\Phi_{EF} = 12\%$ que equivale a arena y grava suelta.

En el Anexo 3 se presentan los datos duros de la prueba de bombeo.

5.4 Hidrogeoquímica local

Calidad del agua

En abril de 2011 se llevó a cabo un muestreo de agua subterránea y superficial en el área de estudio. Las tablas de resultados de análisis químicos se muestran en el Anexo 4, en las que se destacan en rojo los valores que exceden los límites permisibles de calidad de agua establecidos por la NOM-127-SSA1-1994. Con estos valores fue posible generar un mapa de los aprovechamientos muestreados (Figura 5.24) y se señalaron los parámetros que excedieron los límites de la NOM-127.

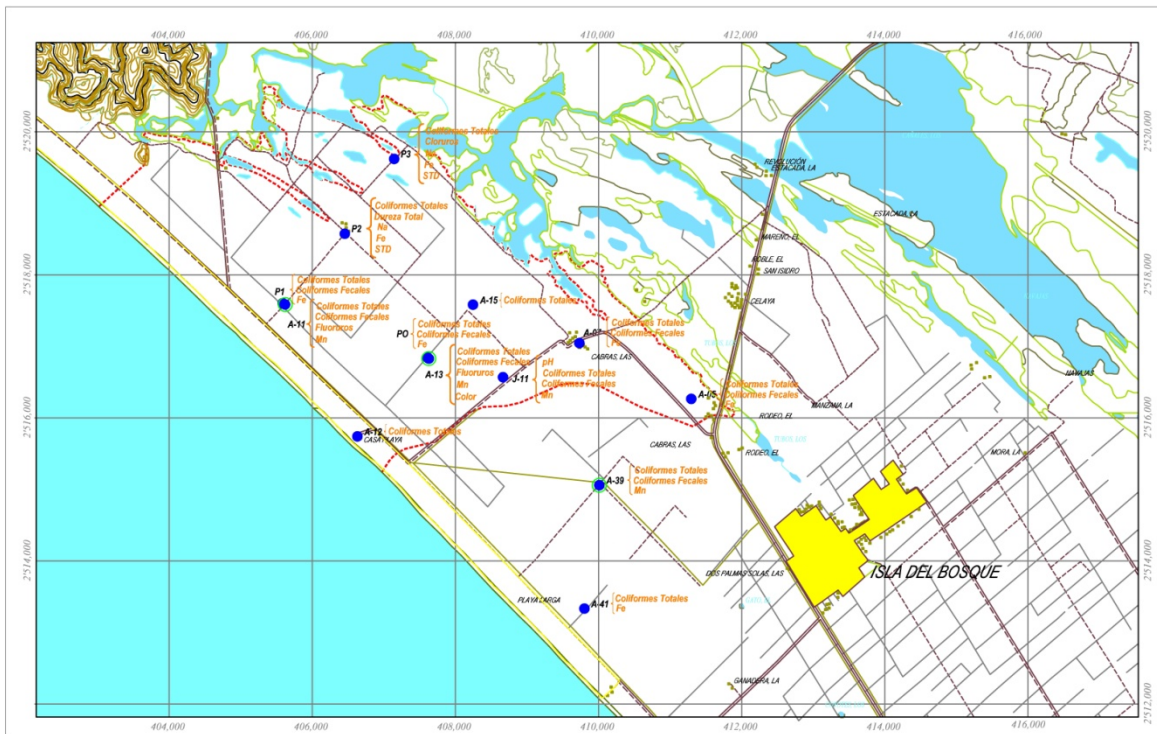


Figura 5.24 Aprovechamientos muestreados y parámetros que exceden los límites permisibles de calidad de agua.

En casi todos los sitios muestreados se tiene presencia de Coliformes (totales y fecales), indicativo de contaminación por desechos humanos. Adicionalmente se tienen valores altos de Sódico, Hierro, Fluoruros, Manganeso y Sólidos Totales Disueltos en varios sitios muestreados. Adicionalmente, los resultados para Aldrin, Dieldrin, Heptacloro y Epóxico de Heptacloro indican una posible contaminación por pesticidas y fertilizantes provenientes de zonas agrícolas cercanas a la zona de estudio.

Diagramas de Stiff

Estos diagramas permiten caracterizar la hidrogeoquímica del agua subterránea. En la figura 5.25 se muestran los resultados de los Diagramas de Stiff y las diferentes familias de agua. Esta representación indica que en la porción central y marina de la barra arenosa el agua es

principalmente de tipo Bicarbonatada – Sódica ($\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$), indicativo de una influencia marina en la salinidad del agua subterránea. En la zona lagunar se puede clasificar como Clorurada – Sódica (Cl^-/Na^+) indicativo de los altos valores de salinidad en esa zona. En la porción oriental se presentan aguas magnésicas ($\text{HCO}_3^-/\text{Mg}^{2+}$; $\text{Cl}^-/\text{Mg}^{2+}$ y $\text{SO}_4^{2-}/\text{Mg}^{2+}$), que indican influencia de pesticidas y fertilizantes.

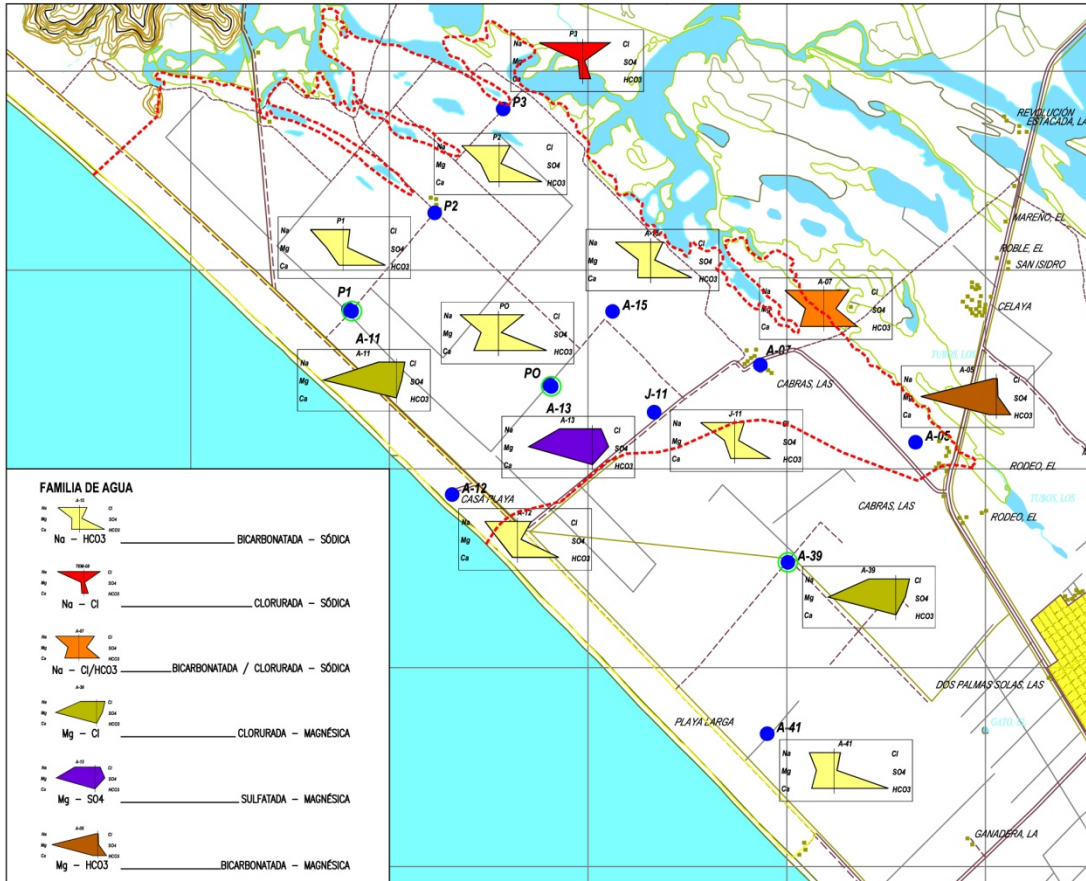


Figura 5.25 Distribución de los diagramas de Stiff y las familias de agua en la zona de estudio.

5.5 Relaciones agua dulce - agua salada y caracterización de la cuña de intrusión

Como se expuso en el marco teórico de este trabajo de investigación, existen tres métodos para caracterizar la cuña de intrusión marina, que son: métodos teóricos, métodos indirectos (geofísica) y métodos directos (perfiles de salinidad).

Métodos teóricos

El cálculo de la profundidad a la interfaz agua dulce – agua salada se efectuó con los métodos de Ghyben-Herzberg (G-H) y con el método de Glover, realizando comparaciones entre ambos. Para ello, se elaboraron tablas en Excel con diferentes distancias desde la línea de costa y se utilizaron las ecuaciones correspondientes.

La carga hidráulica (h) se calculó con el método de Glover, considerando los siguientes datos:

$q_0 = 11.44 \text{ m}^2/\text{día}$ (Calculando una recarga vertical de $R_v = 2.08 \times 10^{-3} \text{ m/día}$ y una longitud de línea de costa $l = 5.5 \text{ km}$)

$\alpha = 42$ (Basado en cálculos de densidad del agua dulce y salada en el área de estudio, con $\rho_d = 0.997 \text{ Ton/m}^3$ y $\rho_s = 1.021 \text{ Ton/m}^3$)

$K = 40 \text{ m/día}$ (Tomado de la interpretación de la prueba de bombeo)

La profundidad a la interfaz (z) con el método de Glover, se calculó considerando los datos antes mencionados. Para el cálculo de z con el método de G-H, se utilizó el valor de α antes mencionado. Con estos cálculos se generó la siguiente tabla:

Tabla 5.2 Tabla de resultados de la profundidad de la interfaz con los métodos de Glover y G-H.

x (m)	h Glover (msnm)	z (Glover)	z (G-H)	x_0 (m)
10000	11.67	490.29	490.14	
5000	8.25	346.79	346.58	
1000	3.69	155.46	155.00	
500	2.61	110.26	109.60	
250	1.85	78.42	77.50	
100	1.17	50.46	49.01	
50	0.83	36.68	34.66	
10	0.37	19.61	15.50	
5	0.26	16.26	10.96	
1	0.12	12.97	4.90	
0	0.00	12.01	0.00	12.012

Y se obtiene la siguiente figura (5.26):

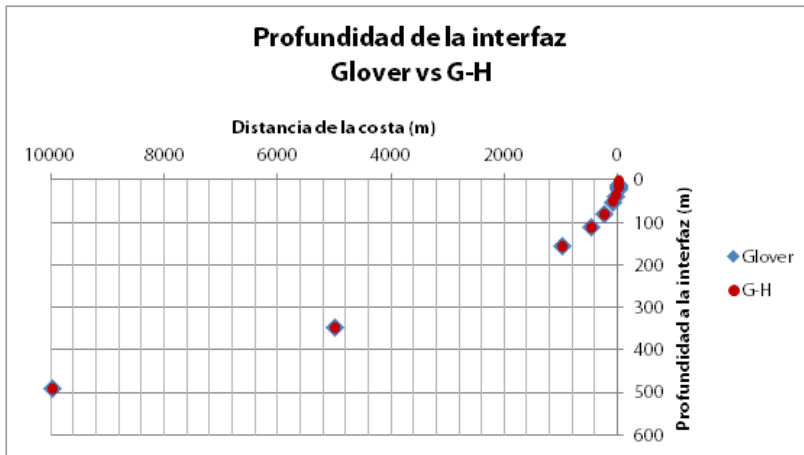


Figura 5.26 Comparación de la profundidad de la interfaz con los métodos de Glover y G-H.

Los resultados indican que ambos métodos proveen valores de z muy similares cuando se consideran distancias alejadas de la costa, sin embargo, a 10 m de la misma comienzan a variar los resultados con el método de G-H subestimando la profundidad a la interfaz. El ancho de la zona de descarga de agua dulce (x_0) con el método de Glover resulta en 12 m.

Se realizó además una comparación entre las cargas hidráulicas obtenidas con los métodos de Glover y Dupuit G-H y se compararon con valores medidos en pozos de monitoreo. El método de Dupuit G-H involucra la distancia desde la costa (x) y la distancia al punto donde se mide la profundidad de la interfaz (se tomó la distancia de los TEM's de la línea L2). De esta manera se obtuvo la siguiente figura:

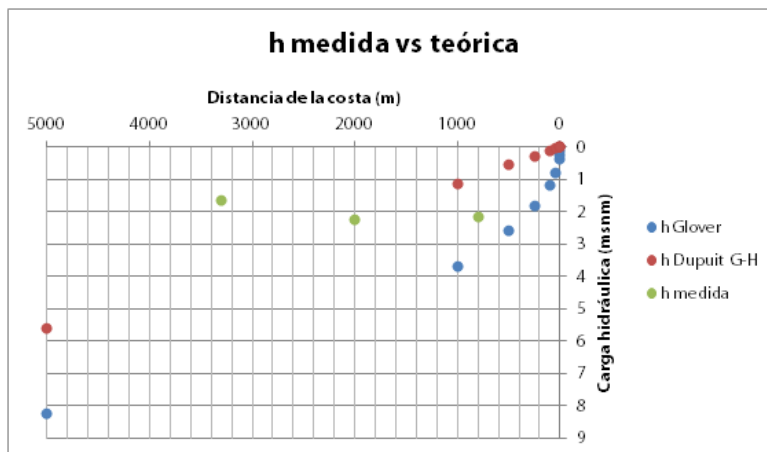


Figura 5.27 Comparación de valores de carga hidráulica obtenidos con métodos teóricos y medidos en campo.

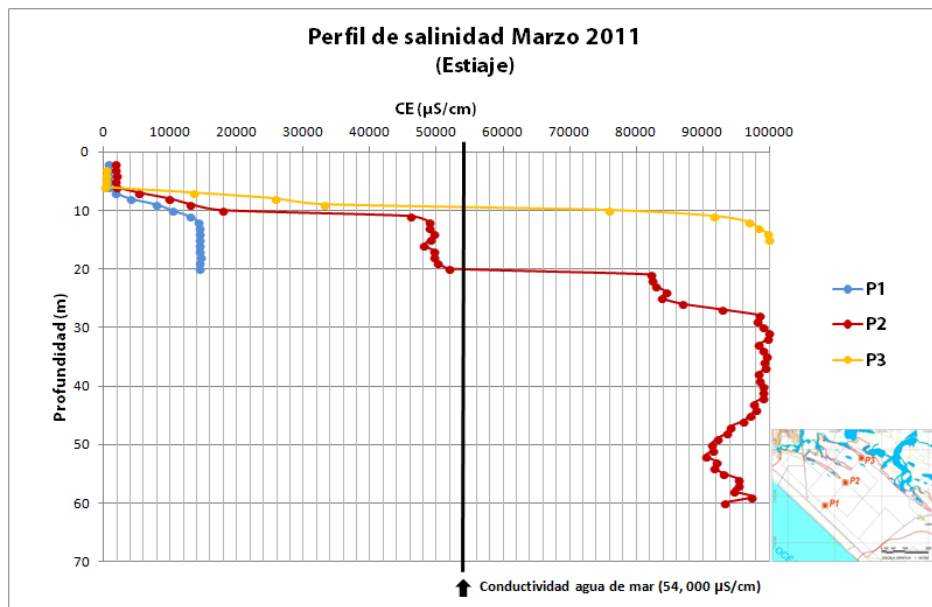
Esta figura indica que existe una gran divergencia entre los valores medidos de h y los calculados teóricamente. Los modelos teóricos sugieren que la h aumenta en profundidad conforme se aleja de la costa, sin embargo, las mediciones (en los pozos de monitoreo P1, P2 y P3) demuestran un comportamiento contrario.

Perfiles de salinidad

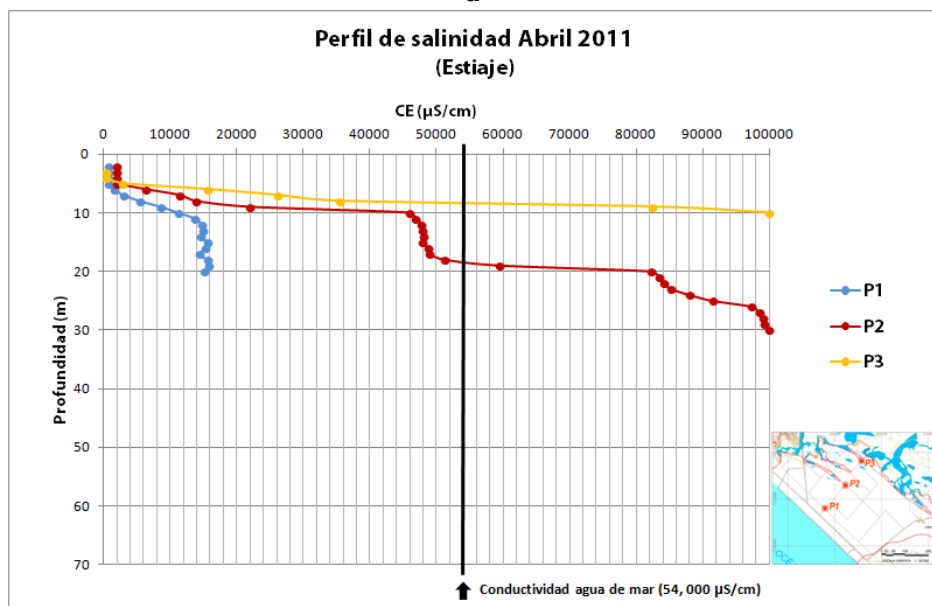
Se cuenta con tres periodos de medición de perfiles de salinidad en 2011, dos en temporada de estiaje (marzo y abril) y uno en temporada de lluvias (agosto). Los perfiles fueron medidos a partir del nivel estático y hasta la profundidad perforada del pozo. Además, se cuenta con los perfiles de salinidad registrados en el pozo de observación durante de la prueba de bombeo.

Perfiles de salinidad en tres pozos de monitoreo

Se muestra a continuación la figura 5.28 con los perfiles de salinidad de tres periodos durante el año de 2011. En cada periodo de medición se anexa un recorte del área donde se ubican los puntos de medición y un indicador de la conductividad del agua de mar con fines comparativos.



a



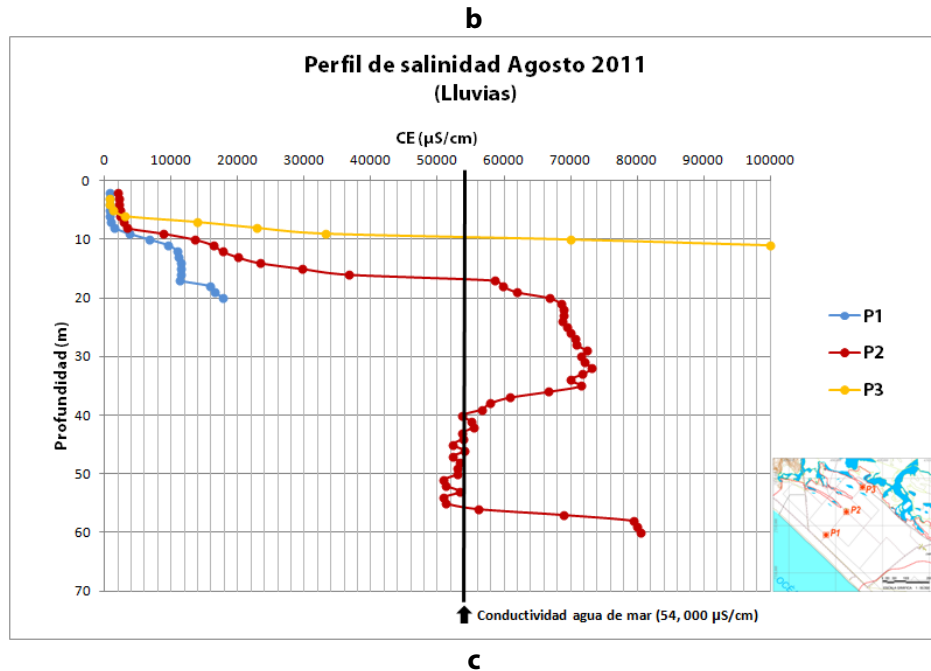


Figura 5.28 Perfiles de salinidad en tres periodos de medición durante 2011.

Los tres periodos muestran que la CE en el pozo P1 a 800 m de la costa, no rebasa los 20,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y que esta aumenta en la temporada de lluvias con un valor máximo de 15,000 a 18,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ aproximadamente, sin embargo, la profundidad a la que empieza a aumentar la CE se incrementa de 6 a 9 m entre los periodos de estiaje y lluvias. El P1 denota una influencia del agua marina en la salinidad del acuífero, con una zona de mezcla que se encuentra a 8 m de profundidad aproximadamente.

En el pozo P2, a 2 km de la costa, se observa una notoria fluctuación de la CE en los tres periodos de medición. En marzo, la CE aumenta significativamente desde los 6 hasta los 12 m de profundidad, con valores desde 2,000 a cerca de 50,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A partir de los 20 m de profundidad el agua rebasa la CE del agua de mar y desde esta profundidad en adelante el agua es hipersalina. En el intervalo de profundidad de 45 a 55 m aproximadamente, se observa que ocurre una ligera dilución de la sal, lo cual implica la existencia de un posible estrato de mayor permeabilidad que permite un mayor flujo de agua salobre que diluye al agua hipersalina. Durante abril, la CE se mantiene con valores similares a marzo en los primeros 30 m de profundidad, pero de esta profundidad en adelante la CE rebasa los 100,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, que es el límite de medición de la sonda Hydrolab. En agosto, correspondiente a la temporada de lluvias, ocurre una dilución significativa de la salinidad desde los 20 m de profundidad en adelante. La dilución de los 20 a 35 m es del orden de 25,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, de los 35 a 55 m la dilución es mayor a 40,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La gran dilución en el intervalo de profundidad de 40 a 55 m sugiere, como se observa en marzo, que existe un estrato que permite un mayor flujo de agua dulce y salobre que diluye la salinidad. Además, en ambos periodos se nota un comportamiento similar de los 55 a 60 m, aumentando nuevamente la salinidad.

En el pozo P3, a 3.3 km de la costa y cercano a la zona lagunar, se observa una clara influencia del agua hipersalina de la laguna que provoca un incremento súbito de la salinidad desde los 6 m hasta los 10 o 12 m donde se rebasa el límite de medición de la sonda Hydrolab.

La rápida respuesta a la dilución de la salinidad, evidenciada en la temporada de lluvias, sugiere que el medio geológico es altamente permeable y congruente con los resultados de la prueba de bombeo.

En la figura 5.29 se muestran los perfiles de salinidad superpuestos en el mapa recortado de la zona de estudio. Nótese los valores bajos de CE en el P1 y los altos valores en el P3.

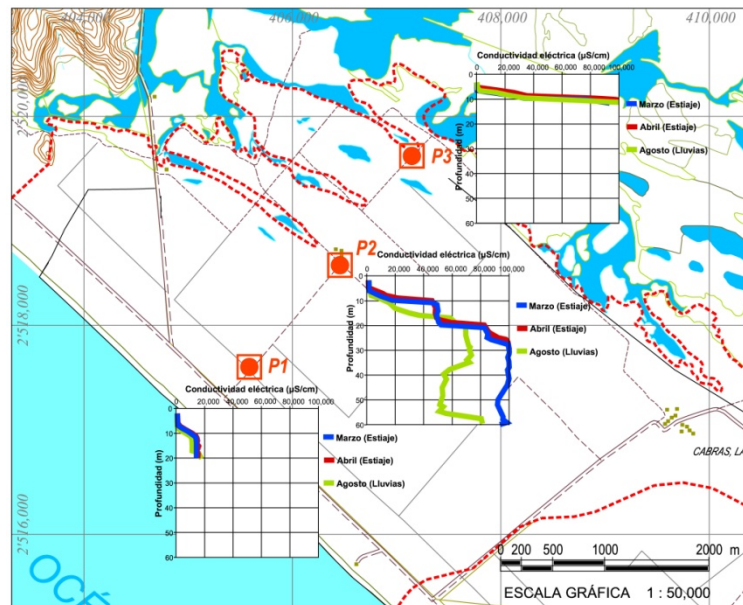
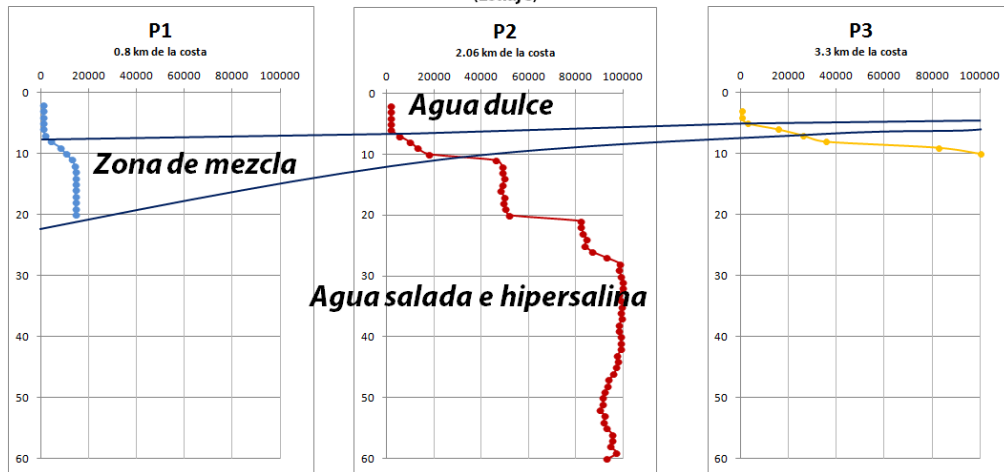


Figura 5.29 Perfiles de salinidad en la zona de estudio.

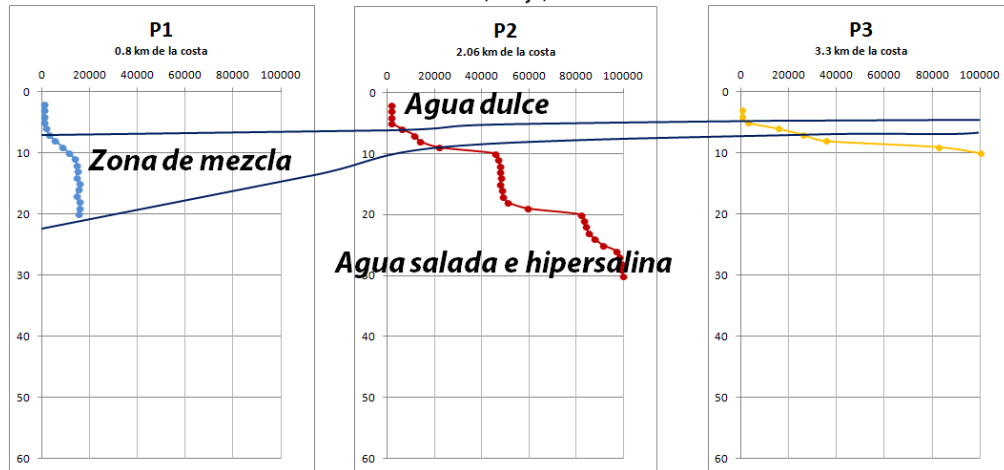
La zona de mezcla entre el agua dulce, que flota en la cima y salada e hipersalina en la base se puede acotar con los perfiles de salinidad. Para ello, se tomaron valores de entre 1,000 y 20,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y se utilizaron líneas para unir los perfiles de los tres pozos (Figura 5.30).

Marzo 2011
(Estiaje)



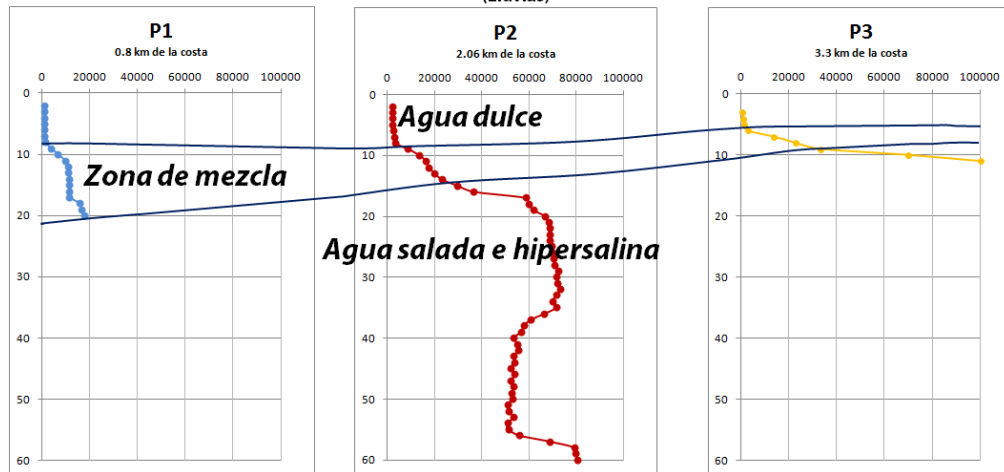
a

Abril 2011
(Estiaje)



b

Agosto 2011
(Lluvias)



c

Figura 5.30 Delimitación de la zona de mezcla entre agua dulce y salada en tres pozos de monitoreo y durante tres periodos de medición.

Las configuraciones de la zona de mezcla en los tres periodos demuestran ser similares entre sí. En la temporada de lluvias (agosto) se puede apreciar un lente de agua dulce con un espesor ligeramente mayor en la zona central (± 1 m) que durante la temporada de estiaje. En la margen costera, esta zona tiene un espesor aproximado de 14 m y en la margen lagunar de 2 a 3 m.

Al estar limitado por cuerpos de agua salina e hipersalina, el funcionamiento hidrogeológico del acuífero en cuestión es similar al de una isla oceánica, en la que el lente de agua dulce flota sobre la salada y se encuentra limitado por agua de mayor salinidad: marinas al poniente y lagunares al oriente. El funcionamiento, tanto en estiaje como en lluvias, se esquematiza en la siguiente figura (5.31).

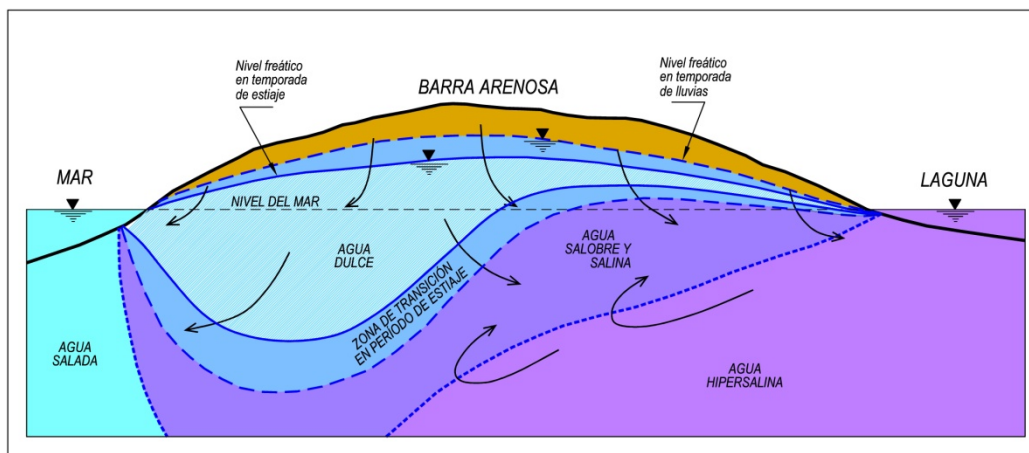


Figura 5.31 Esquema del funcionamiento hidrodinámico del acuífero en temporada de estiaje y lluvias de acuerdo a la información provista en este capítulo.

Durante la prueba de bombeo, se registró la variación de la CE conforme procedía el ensayo, registrándose este parámetro a diferentes profundidades, lo cual permite observar el ascenso de la salinidad desde partes más profundas del acuífero.

En la siguiente figura (5.32) se muestran los datos de los perfiles de salinidad medidos en el pozo de observación en el transcurso de la prueba de bombeo. El primer perfil (Perfil 0) se tomó al inicio de la prueba y el perfil 8 al final de la misma. Los perfiles 9 y 10 se tomaron en la etapa de recuperación. Es notorio el incremento de la CE conforme aumenta el tiempo de bombeo, los valores que rondan los 10,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ al inicio de la prueba se encontraban a 18 m de profundidad y cuando termina la prueba, estos valores se desplazaron 14 m encontrándose ahora a 4 m de profundidad. Este rápido ascenso de la CE implica una rápida respuesta del acuífero a un régimen de explotación.

POZO DE OBSERVACIÓN											
Perfiles de Conductividad Eléctrica (µS/cm)											
Fecha	Perfil 0	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4	Perfil 5	Perfil 6	Perfil 7	Perfil 8	Perfil 9	Perfil 10
11-Abr-10	12-Abr-10										13-Abr-10
Tiempo	19:00	22:00	3:00	6:00	10:00	13:00	16:00	19:00	20:00	8:00	10:00
Minutos	0	180	480	660	900	1080	1260	1440	1500	2220	2340
Horas	0	3	8	11	15	18	21	24	25	37	39
CE en Descarga		1650	1870	1990	2100	2300	2410	2550	2600		
1.75	1520										
1.8											6895
1.85										7120	
2.00		1510	1790	2700	3410	4610	5630	7002	7970	7570	7450
3.00	1830	2600	3780	4690	5890	6880	8220	9120	9480	9140	8895
4.00	2280	3380	4430	5300	6770	7900	9240	9960	10150	9810	9300
5.00	2640	3740	5030	6040	7690	8750	10030	10650	10780	10340	10100
6.00	3020	3920	6470	6780	8450	9530	10640	11190	11260	10840	10575
8.00	4030	5000	7250	7580	9330	10150	11170	11660	11780	11900	11500
9.00	4720	5630	8900	8650	10170	10820	11720	12110	12290	12310	12100
10.00	5340	7200	10060	9990	11220	11680	12590	12960	12930	12680	12500
11.00	6290	8220	10580	10880	11780	12480	13030	13600	13570	13320	13000
12.00	6810	8940	10840	11440	12130	12710	13430	13900	14140	14090	13800
13.00	7490	9670	11460	11660	12490	12940	13960	14440	14540	14560	14300
14.00	8310	10350	12130	12170	13000	13490	14380	15500	15400	15800	15500
15.00	9100	10095	12290	12760	13640	14070	16100	16200	16300	16300	16100
16.00	9750	11250	12650	12990	14000	14960	16600	17400	17500	17900	17700
17.00	9950	11540	12380	12950	14280	16000	17400	18500	20200	19300	18900
18.00	10014	11420	12750	13230	15900	17500	19300	20600	20700	20800	19900
19.00	10200	11810	14500	14200	17700	20400	21500	21800	22000	22600	21700
20.00	10310	11770	17500	19200	21100	22900	22800	24100	23900	22700	22000
21.00	10250	11730	18500	20000	21700	23100	24000	23800	24600	23600	23100
22.00	10210	13150	18000	20500	22000	22500	23000	23500	25000	24100	23800

Caudal de bombeo

0 L/s	4 L/s
-------	-------

Pozo de Bombeo

	< 3,000		10,000 a 20,000
	3,001 a 9,999		> 20,000

Figura 5.32 Valores de CE de los perfiles de salinidad durante la prueba de bombeo.

La figura 5.33 muestra los perfiles de salinidad registrados en la prueba de bombeo. Al inicio de la prueba (P0) la CE no rebasaba los 11,000 µS/cm y al término de la misma se alcanzaba una CE máxima de 25,000 µS/cm.

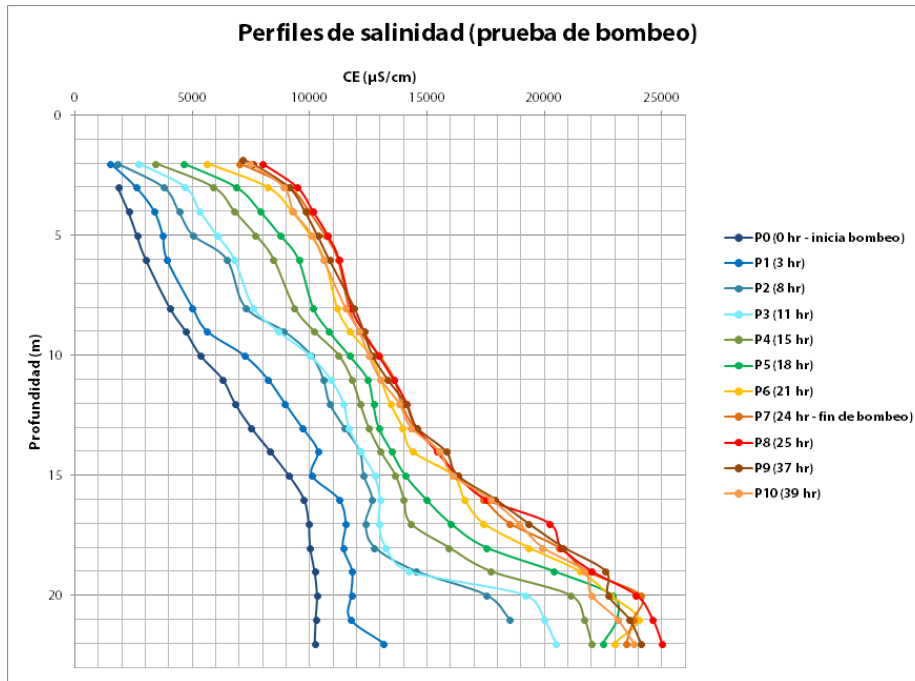


Figura 5.33 Perfiles de salinidad en la prueba de bombeo.

Durante la misma prueba, se registró la CE en la descarga del pozo de bombeo. La gráfica resultante (Figura 5.34) indica un aumento progresivo en la conductividad desde 1,650 a 2,600 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

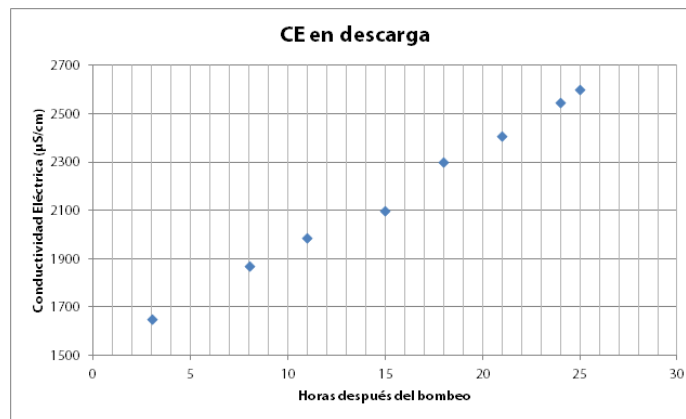


Figura 5.34 Aumento de la CE en la descarga del pozo de bombeo.

5.6 Predicción matemática de caudales máximos

Los caudales máximos a los que podría someterse el acuífero para evitar salinizar los pozos de extracción se estiman con base en tres interfaces de conductividad eléctrica. Se consideran estas interfaces establecidas con el fin de evaluar, de acuerdo a la profundidad de la bomba y de la distancia de la interfaz hasta la bomba, diferentes escenarios de explotación. Las interfaces establecidas son de 8,000, 10,000 y 12,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Estos escenarios se muestran en la siguiente tabla (5.3).

Tabla 5.3 Caudales máximos de agua dulce considerando tres interfaces establecidas de CE.

CE de 8,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$			
Q máximo (L/s)	Profundidad de la bomba (m)	d (m)	λ_{max} (m) con d= 5.5 m
0.75	8.5	5.5	10.39
0.90	8	6	
1.05	7.5	6.5	
1.22	7	7	
1.40	6.5	7.5	
1.60	6	8	
1.80	5.5	8.5	
2.02	5	9	

CE de 10,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$			
Q máximo (L/s)	Profundidad de la bomba (m)	d (m)	λ_{max} (m) con d= 8.5 m
1.80	8.5	8.5	6.72
2.02	8	9	
2.25	7.5	9.5	
2.49	7	10	
2.75	6.5	10.5	
3.02	6	11	
3.30	5.5	11.5	
3.59	5	12	

CE de 12,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$			
Q máximo (L/s)	Profundidad de la bomba (m)	d (m)	λ_{max} (m) con d= 12.5 m
3.90	8.5	12.5	4.57
4.21	8	13	
4.54	7.5	13.5	
4.89	7	14	
5.24	6.5	14.5	
5.61	6	15	
5.99	5.5	15.5	
6.38	5	16	

Estos datos fueron calculados con la siguiente fórmula, considerando que λ tenga un valor de $d/3$ (Ver capítulo 2):

$$Q_{max} = \frac{2\pi K_h d^2}{3\alpha}$$

Donde las constantes son:

$K_h = 40$ m/día (Corresponde con la K obtenida de la prueba de bombeo)

$\alpha = 42$ (Basado en cálculos de densidad del agua dulce y salada en el área de estudio, con $\rho_d = 0.997$ Ton/m³ y $\rho_s = 1.021$ Ton/m³)

Los diferentes escenarios se esquematizan en la figura 5.35, a continuación:

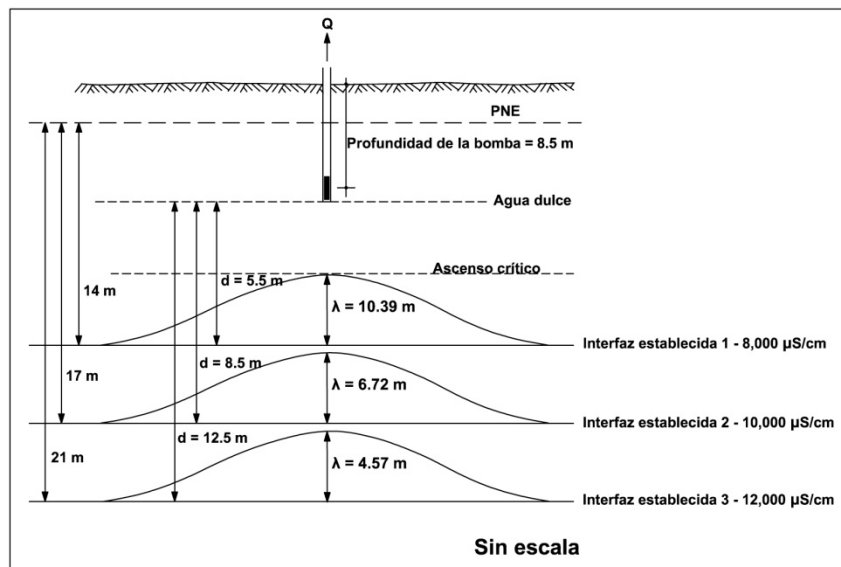


Figura 5.35 Esquema de la teoría basada en los cálculos de caudales máximos.

La profundidad de la interfaz y por tanto el cálculo de d , fueron obtenidos de los perfiles de salinidad en la prueba de bombeo (Figura 5.36).

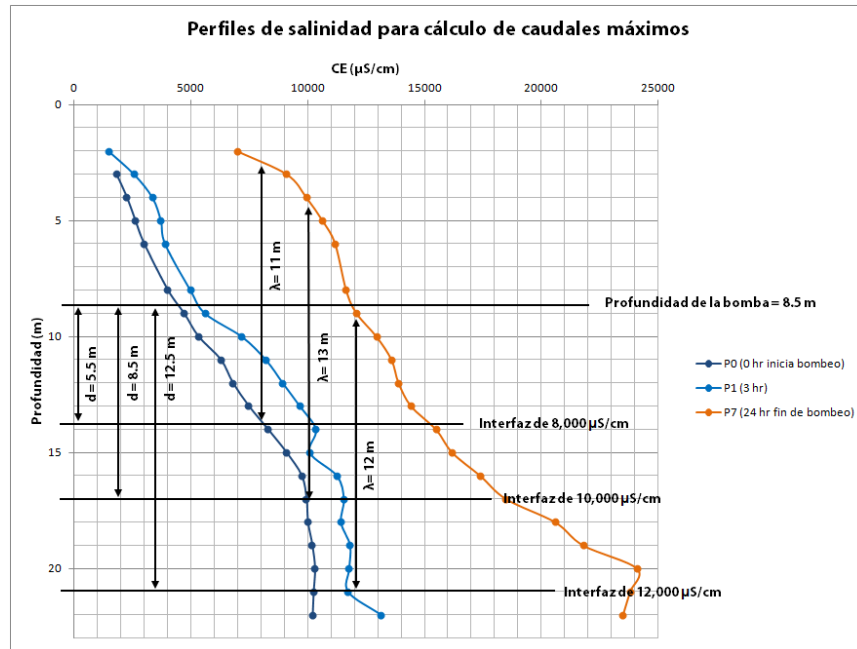


Figura 5.36 Interfaces establecidas en los perfiles de salinidad de la prueba de bombeo.

Los resultados demuestran que con una interfaz de $8,000 \mu\text{S}/\text{cm}$, el caudal máximo que se puede obtener es de 2.02 L/s considerando una profundidad de la bomba de 5 m . Si el nivel freático se encuentra a una profundidad promedio de 2 m , esto implica que existirán 3 m de columna de agua sobre la bomba, si se considera que las fluctuaciones estacionales del nivel freático rondan los 2 m , 3 m de columna de agua sobre la bomba no es suficiente y por tanto se debería posicionar más profunda y por ende obtener un caudal menor.

Con una interfaz de $10,000 \mu\text{S}/\text{cm}$, el caudal máximo que se puede obtener es de 3.59 L/s si la bomba se encuentra a 5 m de profundidad. Un margen de 3 m de columna de agua sobre la bomba no sería suficiente para mantenerla sumergida considerando las fluctuaciones estacionales del nivel, por lo que se recomienda posicionar la bomba entre 8 y 8.5 m de profundidad como margen de seguridad aunque se sacrifique el caudal obtenido.

Si la interfaz es de $12,000 \mu\text{S}/\text{cm}$, el caudal máximo de bombeo es de 6.38 L/s si la profundidad de la bomba se mantiene en 5 m . En tal caso y considerando un abatimiento de entre 2 y 3 m , un margen de 3 m de columna de agua sobre la bomba no es suficiente para mantenerla sumergida, por tanto se hace la misma recomendación que con las interfaces de $8,000$ y $10,000 \mu\text{S}/\text{cm}$.



CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

6.2 Recomendaciones

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

Las mediciones piezométricas y de perfiles de salinidad, permiten comprobar que el comportamiento hidrodinámico del acuífero costero estudiado es similar al de un acuífero insular, con un delgado lente de agua dulce que flota sobre los cuerpos de agua marina y lagunar que lo limitan en dos extremos. La diferencia entre ambos estriba en que la salinidad del agua lagunar varía en función de las inter-mareas y por la estación del año; es decir, en temporada de lluvias es de esperar una dilución significativa y en estiaje varía de salina a hipersalina. Esto implica que su manejo debe ser más delicado porque se debe cuidar la intrusión de agua salina de ambos extremos. Además, de acuerdo con el modelo conceptual del funcionamiento del sistema, la única fuente de recarga natural del acuífero proviene de la precipitación.

Estas mediciones, junto con los perfiles geofísicos, permiten verificar la condición de la salinidad de los cuerpos de agua en el acuífero estudiado y constatan que se trata de un acuífero afectado por la intrusión marina, tanto en la costa marina como en la zona lagunar. Encontrándose la zona más afectada (con agua hipersalina) del lado lagunar, debido a la extracción de agua para riego que ha generado la intrusión hacia las porciones internas de la barra arenosa.

Las variables hidráulicas que condicionan la evolución de los niveles de agua en el acuífero y la magnitud de descarga subterránea hacia los litorales, son la precipitación y la evaporación. Además influyen en la presencia de la intrusión marina.

El acuífero presenta niveles estáticos poco profundos, por lo general menores a 3 m, por lo que el acuífero está expuesto a la evapotranspiración, siendo una de las principales salidas de agua subterránea. Además, las variaciones estacionales del nivel freático oscilan entre 1 y 2 m.

La recarga ocurre únicamente por la infiltración de agua de lluvia en la porción "insular", estas infiltraciones generan recuperaciones del nivel freático de varios metros en función de la magnitud de la precipitación registrada y son responsables de una dilución significativa de la salinidad.

El delgado lente de agua dulce no tiene una carga hidráulica suficiente para mantener las aguas salinas a profundidad y tiende a mezclarse con aguas salinas en la zona saturada.

No es recomendable someter este acuífero a explotación dados los escasos espesores de agua dulce, sin embargo, en caso necesario se proveen los caudales máximos de extracción y los diferentes escenarios para no dañar al entorno natural de manera irreversible.

6.2 Recomendaciones

Se recomienda realizar al menos tres pruebas de bombeo de larga duración (2 a 4 días) ubicadas en las porciones marina, central y lagunar del acuífero para obtener parámetros hidráulicos de toda la zona. Además, realizar packer tests en los pozos de bombeo para obtener muestras de agua y evaluar la distribución vertical de parámetros hidráulicos y de la salinidad identificando intervalos permeables en el acuífero. Estos ensayos consisten en el aislamiento de ciertos intervalos dentro del pozo de tal manera que, conociendo la litología de la zona perforada, se pueden obtener parámetros hidráulicos de cada horizonte geológico.

En caso de utilizar el acuífero como fuente de agua potable, se recomiendan pozos de 9 m de profundidad posicionando la bomba a 8 m, ranurados en toda su extensión con bomba sumergible de bajo caballaje y una columna de succión de 2" (Ver diseño constructivo en figura 6.1). Se recomienda utilizar el esquema de caudales máximos con una interfaz establecida de 12,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. De esta manera, se podrían obtener caudales de 4.21 L/s con la seguridad de no salinizar el pozo. Suponiendo un caudal deseado de 50 L/s, se debería contar con 12 pozos de extracción.

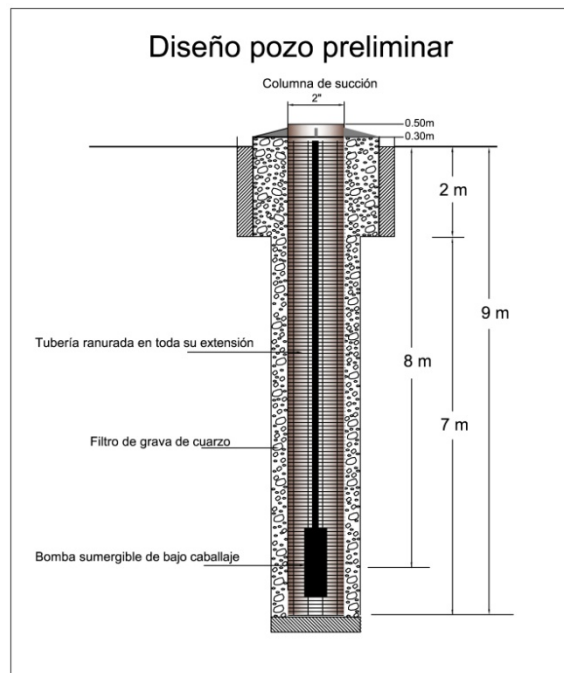


Figura 6.1 Diseño constructivo de pozos de extracción.

Considerando el supuesto de 12 pozos de extracción, se recomienda un arreglo en batería longitudinal de manera paralela a la costa para reducir una concentración de puntos de extracción. El mejor sitio para ubicar esta batería de pozos es en la parte central de la zona de estudio debido a los mayores espesores de agua dulce. Sin embargo, dados los bajos caudales que se pueden obtener y el delicado equilibrio del funcionamiento hidrodinámico en el acuífero, se recomienda buscar fuentes alternativas de abastecimiento de agua dulce.

Se deberá mantener un red de monitoreo estacional tanto piezométrica como de calidad del agua para monitorear la evolución de los cuerpos de agua en el subsuelo.

Anexo 1

**CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA
POZO 1 (P1)**

Profundidad (m)	Descripción Litológica
0 a 6	Arena fina, media y gruesa , de subredondeada a redondeada, con predominio de la primera, color gris claro; presenta fragmentos de cuarzo y plagioclasas; se presentan algunos fragmentos de conchas
6 a 8	Arena gruesa, con poco porcentaje de arena fina , subredondeada a redondeada, color gris claro y algunos tonos cafés; se observan fragmentos de cuarzo plagioclasas y algunos fragmentos de conchas.
8 a 10	Arena fina a media , color gris claro con algunos tonos cafés, redondeada; se observan fragmentos de cuarzo y plagioclasas
10 a 16	Arena fina , color gris claro, subredondeada a redondeada, con fragmentos de cuarzo y algunas plagioclasas
16 a 20	Arena fina, media y gruesa , color café, redondeada y subredondeada; se observan algunos fragmentos de cuarzo y algunos restos de conchas

**CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA
POZO 2 (P2)**

Profundidad (m)	Descripción Litológica
0 a 4	Arena y grava , color café claro, de subredondeada a subangulosa, conformada por fragmentos de cuarzo y líticos andesíticos
4 a 6	Arena limosa , color café oscura, redondeada a subredondeada, conformada por líticos de cuarzo y líticos andesíticos.
6 a 8	Arena media , color café claro, subredondeada, conformada por cuarzo y líticos de composición intermedio.
8 a 10	Arena limosa , color café claro, de subredondeada a redondeada.
10 a 16	Arena gruesa , redondeada a subredondeada, color café claro, conformada por líticos de composición intermedia y cuarzo
16 a 22	Arena fina , color gris claro, redondeada
22 a 24	Arena limosa , color gris claro, subredondeada a redondeada, conformada por cuarzo, líticos de composición intermedia y fragmentos de conchas.
24 a 30	Limo arenoso , color café.
30 a 32	Arena gruesa , color café, subredondeada, conformada por cuarzo, líticos de composición ácida y restos de conchas.
32 a 50	Arena limosa , color café, redondeada a subredondeada
50 a 52	Limo arenoso , color café
52 a 56	Arena gruesa , color café, redondeada a subredondeada, conformada por cuarzo y líticos de composición ácida.

Profundidad (m)	Descripción Litológica
56 a 60	Grava y arena , color café claro, redondeada a subredondeada, constituida por cuarzo y líticos de composición ácida, así como algunos fragmentos de conchas
60 a 64	Arenas y gravas , color café claro, subredondeadas, conformadas por cuarzo y líticos de composición ácida
64 a 68	Limo arenoso , color café claro; las arenas son redondeadas y constituidas por cuarzo y líticos de composición ácida
68 a 72	Arena limosa , color café claro; las arenas son redondeadas y constituidas por cuarzo y líticos de composición ácida
72 a 80	Arena media , color café oscuro, de redondeada a subredondeada, conformada por cuarzo y líticos de composición ácida.
80 a 84	Arenas y gravas , color café oscuro, redondeadas a subredondeadas, constituidas por fragmentos de cuarzo y líticos de composición ácida
84 a 86	Arenas gruesas , color café claro, redondeadas a subredondeadas, conformada por cuarzo y líticos de composición ácida.
86 a 88	Arena limosa , con las mismas características del intervalo anterior.
88 a 90	Brecha , color café claro, conformada por líticos de basalto y fragmentos de areniscas.

**CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA
POZO 3 (P3)**

Profundidad (m)	Descripción Litológica
0 a 2	Arena gruesa , color café claro, subredondeada; se observan fragmentos de cuarzo y plagioclasas y algunos líticos andesíticos
2 a 6	Arena media , color gris claro, subredondeada, conformada por líticos andesíticos, cuarzo y plagioclasas
6 a 8	Arena gruesa , con la misma constitución del intervalo anterior.
8 a 10	Arenas gruesas y gravas , color café claro, subredondeadas, conformadas por cuarzo, plagioclasas y líticos andesíticos; se observan algunos fragmentos de conchas
10 a 18	Arena gruesa , color gris claro, redondeada, conformada por cuarzo, plagioclasas y líticos de composición intermedia.
18 a 21	Arena fina , color crema, y tonalidades blancuzcas, redondeada, constituida por cuarzo y líticos de composición intermedia.

Anexo 2

Red de Monitoreo

TABLA COMPLETA DE DATOS DE LA RED DE MONITOREO

CLAVE	UTM X	UTM Y	Elev. Baseal (mmsm)	Baseal (m)	NIVEL AGUA (m) MZO 2009	ENE (m) MZO 2009	CE MAR 2009	NIVEL AGUA (m) MAY 2009	CE MAY 2009	NIVEL AGUA (m) AGO 2009	ENE (m) AGO 2009	CE AGO 2009	NIVEL AGUA (m) DIC 2009	ENE (m) MZO 2010	CE MAR 2010	NIVEL AGUA (m) ABR 2010	ENE (m) ABR 2010	CE ABR 2010	NIVEL AGUA (m) JUN 2010	CE JUN 2010	NIVEL AGUA (m) AGO 2010	ENE (m) AGO 2010	CE AGO 2010	NIVEL AGUA (m) MZO 2011	ENE (m) MZO 2011	CE MAR 2011	NIVEL AGUA (m) ABR 2011	ENE (m) ABR 2011	CE ABR 2011	NIVEL AGUA (m) AGO 2011	ENE (m) AGO 2011	CE AGO 2011							
A05	411297	2516266	4.316	1.06	2.9	1.84		752																															
A06	409818	2516949	4.244	0.52	3.02	2.50	1.22	1083																															
A07	409734	2517046	3.609	0.10	2.35	2.45	1.06	725																															
A09	406393	2517099	3.969	0.53	4.02			1066																															
A10	404737	2519132	4.160	0.52	3.18	2.86	0.78	189																															
A11	405613	2517601	4.555	0.92	2.71	1.79	1.85	637																															
A12	406632	2515740	4.362	0.10	3.24	3.14	1.22	950																															
A13	407613	2516837	5.026	1.10	2.02	0.92	3.01	1740																															
A15	408250	2517581	4.050	1.05	2.32	1.27	1.79	1127																															
A33	406022	2520590	3.69	0.48																																			
A36	405798	2519987	3.69	0.82																																			
A38	411261	2514743	3.00	0.85																																			
A37	409877	2516187	4.80	0.98																																			
A38	409091	2515430	3.00	0.95																																			
A39	410011	2515039	3.00	0.74																																			
A40	410396	2513986	3.10	0.98																																			
A41	409802	2513334	3.10	0.79																																			
A42	408427	2514758	3.00	0.88																																			
CHAL37	404195	2519979	3.00	0.8																																			
J11	408465	2516576	3.130	0.36				1132																															
J13	407900	2515890	3.652	0.35				735																															
P21	412195	2514563	2.702	0.13																																			
P22	408831	2514065	3.756	0.10																																			
P23	409807	2512781	3.737	0.13																																			
P24	411481	2513736	2.974	0.13																																			
P25	408388	2514241	3.951	0.24																																			
P26	404949	2518301	3.607	0.17																																			
P27	406248	2519763	3.669	0.16																																			
P8	407629	2518626	4.186	0.27																																			
PO	407621	2516631	4.200	0.31																																			
PZ1-12M	407980	2518461	3.305	0.12																																			
PZ1-5M	407980	2518462	3.283	0.12																																			
PZ2-12M	406669	2516193	3.480	0.15																																			
PZ2-5M	406668	2516192	3.452	0.15																																			
P9	405387	2517601	2.867	0.13					1.50	1815	1.33	778	1.33	1.20	1.56	470	1.07	320	1.15	1.02	1.74	671	1.14	1.01	1.75	672	1.52	395	0.95	0.82	1.94	407	1.06	0.90	1.19	1.06	1.70		
P9	406437	2518576	3.322	0.05					1.16	27500	1.55	2340	0.8	0.75	2.52	2600	1.13	600	1.30	1.15	2.12	1600	1.32	1.17	2.10	1610	1.56	1421	0.99	0.94	2.33	767	1.20	1.15	2.12	1660	1.35	1.97	
P9	407147	2519620	3.725	0.00					2.61	800	2.37	566	1.65	1.65	2.08	210	2.05	150	2.06	2.06	1.67	340	2.09	2.09	1.64	348	2.53	307	2.04	2.04	1.69	179	2.32	2.32	1.41	360	2.46	2.46	1.27

Valor en rojo no fue nivelado, puede no ser exacto.

Anexo 3

Datos de la prueba de bombeo

Bombeo		Recuperación	
t (s)	prof (m)	t (s)	prof (m)
0	1.75	87000	1.958
900	1.752	88200	1.958
1800	1.751	89100	1.959
2700	1.771	90000	1.963
3600	1.701	90900	1.901
4500	1.805	91800	1.876
5400	1.806	92700	1.864
6300	1.818	93600	1.857
7200	1.814	94500	1.846
8100	1.815	95400	1.837
9000	1.839	96300	1.836
9900	1.852	97200	1.827
10800	1.85	98100	1.831
11700	1.819	99000	1.833
12600	1.87	99900	1.826
13500	1.85	100800	1.814
14400	1.875	101700	1.814
15300	1.872	102600	1.81
16200	1.882	103500	1.796
17100	1.882	104400	1.793
18000	1.881	105300	1.804
18900	1.892	106200	1.804
19800	1.89	107100	1.803
20700	1.859	108000	1.8
21600	1.899	108900	1.791
22500	1.899	109800	1.79
23400	1.916	110700	1.781
24300	1.905	111600	1.79
25200	1.914	112500	1.783
26100	1.914	113400	1.772
27000	1.914	114300	1.789
27900	1.837	115200	1.766
28800	1.824	116100	1.775
29700	1.842	117000	1.775
30600	1.94	117900	1.772
31500	1.937	118800	1.76
32400	1.935	119700	1.769
33300	1.945	120600	1.756
34200	1.955	121500	1.748
35100	1.945	122400	1.758
36000	1.955	123300	1.753
36900	1.867	124200	1.75
37800	1.955	125100	1.758
38700	1.853	126000	1.748
39600	1.953	126900	1.76
40500	1.965	127800	1.75
41400	1.963	128700	1.78
42300	1.964	129600	1.78
43200	1.964		
44100	1.962		
45000	1.969		
45900	1.962		
46800	1.972		
47700	1.975		
48600	1.965		
49500	1.978		
50400	1.97		
51300	1.98		
52200	1.986		
53100	1.989		
54000	1.978		
54900	1.987		
55800	1.985		
56700	1.986		
57600	1.983		
58500	1.985		
59400	1.993		
60300	1.985		
61200	1.984		
62100	1.943		
63000	1.952		
63900	1.961		
64800	1.977		
65700	1.976		
66600	1.976		
67500	1.993		
68400	2.013		
69300	1.979		
70200	1.969		
71100	1.966		
72000	1.996		
72900	1.994		
73800	1.992		
74700	2.004		
75600	1.991		
76500	1.993		
77400	1.999		
78300	2.007		
79200	1.982		
80100	1.99		
81000	1.98		
81900	1.982		
82800	1.989		
83700	1.999		
84600	2.009		
85500	2.002		
86400	2.013		

Anexo 4

Resultados de los análisis químicos

Análisis generales

Parámetro	Unidades	A-05	A-07	A-11	A-12	A-13	A-15	NOM-127	
pH	U de pH	7.07	7.07	7.44	7.36	7.66	7.72	6.5 - 8.5	
Conductividad	μS/cm	513.00	1,098.00	629.00	1,307.00	796.00	1,004.00		
Temperatura	°C	25.20	24.80	22.10	27.80	20.70	19.90		
Coliformes totales	NMP/100mL	44.00	480.00	130.00	23.00	330.00	2.00	ND	
Coliformes fecales	NMP/100mL	2.00	79.00	2.00	no detectado	33.00	no detectado	ND	
Alcalinidad Total	mg CaCO ₃ /L	239.60	261.80		490.40		429.50		
Carbonatos	mg CO ₃ ²⁻ /L	<2.70	<2.70		<2.70		<2.70		
Bicarbonatos	mg HCO ₃ ⁻ /L	292.40	319.50		598.30		524.00		
Cloruros	mg/L	8.70	138.80	23.40	112.20	32.40	92.20	250.00	
Dureza Total	mg CaCO ₃ /L	162.90	328.80	284.10	289.10	331.80	268.20	500.00	
Dureza de Calcio	mg CaCO ₃ /L	116.40	185.80		61.60		139.20		
Sodio	mg/L	21.00	130.00	32.29	170.00	79.33	160.00	200.00	
Potasio	mg/L	11.00	16.00		16.00		18.00		
Nitratos	mg/L	0.59	1.80	<0.20	<0.10	<0.20	0.15	10.00	
Fierro	mg/L	0.33	1.00	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	0.30	
Sulfatos	mg/L	25.50	91.20	20.30	39.10	81.90	39.60	400.00	
Sólidos Totales Disueltos	mg/L	335.00	730.00	520.00	790.00	600.00	720.00	1,000.00	
Detergentes (SAAM)	mg/L			<0.25		<0.25			
Parámetro	Unidades	A-39	A-41	J-11	PO	P1	P2	P3	NOM-127
pH	U de pH	7.12	7.25	9.81	6.99	7.67	7.06	7.33	6.5 - 8.5
Conductividad	μS/cm	1,081.00	700.00	655.00	1,406.00	757.00	1,918.00	4,100.00	
Temperatura	°C	25.10	23.90	23.90	27.90	26.50	26.40	29.10	
Coliformes totales	NMP/100mL	170.00	49.00	27.00	490.00	13.00	2.00	220.00	
Coliformes fecales	NMP/100mL	49.00	no detectado	8.00	5.00	2.00	no detectado	no detectado	
Alcalinidad Total	mg CaCO ₃ /L		355.80	275.80	444.80	334.70	854.40	362.50	
Carbonatos	mg CO ₃ ²⁻ /L		<2.70	68.50	<2.70	<2.70	<2.70	<2.70	
Bicarbonatos	mg HCO ₃ ⁻ /L		434.10	197.20	542.70	408.30	1,042.40	442.20	
Cloruros	mg/L	57.40	28.20	52.40	162.40	37.30	155.60	907.20	250.00
Dureza Total	mg CaCO ₃ /L	395.40	263.20	113.00	384.40	159.90	568.20	352.60	500.00
Dureza de Calcio	mg CaCO ₃ /L		147.00	32.30	224.50	31.60	199.70	139.10	
Sodio	mg/L	73.28	71.00	110.00	150.00	110.00	330.00	920.00	200.00
Potasio	mg/L		7.40	23.00	22.00	12.00	24.00	21.00	
Nitratos	mg/L	<0.20	0.46	<0.10	0.42	0.55	0.76	1.30	10.00
Fierro	mg/L	<0.20	0.43	---	---	---	---	---	0.30
Sulfatos	mg/L	53.40	16.40	28.60	24.50	33.60	31.00	97.60	400.00
Sólidos Totales Disueltos	mg/L	690.00	485.00	534.00	802.00	529.00	1,635.00	2,157.00	1,000.00
Detergentes (SAAM)	mg/L	<0.25							

Análisis de acuerdo a la NOM-127-SSA1-1994

Parámetro	Unidades	A-11	A-13	A-39	NOM-127
Fisicoquímicos					
Nitrógeno Amoniacal	mg/L	<0.5	<0.5	<0.5	0.50
Sólidos Disueltos Totales	mg/L	520	600	690	1000.00
Sulfatos	mg/L	20.3	81.9	53.4	400.00
Sustancias Activas al Azul de Metileno	mg/L	<0.25	<0.25	<0.25	0.50
Cromatografía					
Benceno	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	10.00
Etilbenceno	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	300.00
Tolueno	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	700.00
Xilenos Totales	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	500.00
Sodio	mg/L	32.29	79.33	73.28	200.00
Aldrin	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	0.03
Dieldrin	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	0.03
Clordano	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	0.20
4,4-DDT	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	1.00
Gamma-HCH (Lindano)	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	2.00
Hexaclorobenceno	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	1.00
Heptacloro	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	0.03
Epóxido de Heptacloro	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	0.03
Metoxicloro	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	20.00
2,4-D	µg/L	<0.1	<0.1	<0.1	30.00
Fluoruros	mg/L	22.95	35.06	<0.2	1.50
Nitratos	mg/L	<0.2	<0.2	<0.2	10.00
Nitritos	mg/L	0.019	<0.002	<0.002	1.00
Trihalometanos Totales	µg/L	<0.05	<0.05	<0.05	0.20
Absorción Atómica					
Arsenico	mg/L	<0.001	<0.001	<0.001	0.025
Cadmio	mg/L	<0.0001	<0.0001	<0.0001	0.005
Cobre	mg/L	<0.05	<0.05	<0.05	2
Fierro	mg/L	<0.20	<0.20	<0.20	0.3
Plomo	mg/L	<0.001	<0.001	<0.001	0.01
Zinc	mg/L	<0.02	<0.02	<0.02	5
Mercurio	mg/L	<0.001	<0.001	<0.001	0.001
Aluminio	mg/L	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
Bario	mg/L	<0.5	<0.5	<0.5	0.7
Cromo Total	mg/L	<0.001	<0.001	<0.001	0.05
Manganeso	mg/L	0.2	2980	0.43	0.15
Fisicoquímicos					
Cianuros	mg/L	<0.02	<0.02	<0.02	0.07
Fenoles Totales	mg/L	<0.007	<0.007	<0.007	0.3
Turbiedad	UNT	<1	5	<1	5
Color	Pt-Co	10	60	<1	20
Olor	UMBRAL	Agradable	Agradable	Agradable	Agradable
Sabor	---	Agradable	Agradable	Agradable	Agradable
pH	Unidades de pH	7.44	7.66	7.12	6.5 - 8.5
Cloruros	mg/L	23.4	32.4	57.4	250
Dureza Total	mg/L	284.1	331.8	395.4	500
Cromatografía					
a-BHC	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	2.00
Endrin	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	0.03
4,4-DDD	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	30.00
Endosolfan II	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	---
Endosolfan Sulfato	mg/L	<0.01	<0.01	<0.01	---
Toxafeno	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	---
b-BHC	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	2.00
Endrin Aldehido	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	---
d-BHC	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	2.00
Heptacloro	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	0.03
Endosulfano I	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	---
4,4-DDE	µg/L	<0.01	<0.01	<0.01	30.00
Microbiológicos					
Coliformes Totales	NMP/100mL	130	330	170	No Detectable
Coliformes Fecales	NMP/100mL	2	33	49	No Detectable



CAPÍTULO 7

REFERENCIAS CITADAS

7. Referencias citadas

7. REFERENCIAS CITADAS

- Allaby, M. 2008. Oxford Dictionary of Earth Sciences. 3rd ed. Oxford University Press.
- Barajas, A.R. 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. V. LIII. pp. 72-83.
- Barlow, P.M., Reichard, E.G. 2010. Saltwater intrusion in coastal regions of North America. Hydrogeology Journal 18: 247-260.
- Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B.R.N., Charvet, G., Marín, L.E., Rebolledo-Vieyra, M., Merediz-Alonso, G. 2011. Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, México. Hydrogeology Journal 19: 507-524.
- Burnett, W.C., Bokuniewicz, H., Huettel, M., Moore, S.W., Taniguchi, M. 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. Biogeochemistry 66: 3-33.
- Cardoso, P.R. 1993. Saline water intrusion in Mexico. Transactions on ecology and the environment. Vol. 2. WIT. Southampton. UK.
- Castillo-Gurrola, J. 2003. Aplicación de diferentes métodos para estudiar la intrusión salina en acuíferos de Sonora, México. Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: Países Mediterráneos. IGME. Madrid.
- CONAGUA. 2004. Determinación de la disponibilidad de agua en el Acuífero Valle de Escuinapa, Estado de Sinaloa. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas.
- CONAGUA. 2009. Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea, Acuífero (2512) Laguna Agua Grande, Estado de Sinaloa. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas.
- Consultores S.A. 1978. Evaluación de acuíferos en la zona Elota-Cañas en el estado de Sinaloa. Estudio SARH. Contrato No. GZA 78-34G.
- Cooper, H.H., Jacob, C.E. 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. Am. Geophys. Union Trans., Vol. 27, pp. 526-534.
- Cooper, H.H., Kohout, F.A., Henry, H.R., Glover, R.E. 1964. Sea water in coastal aquifers. Geological Survey Water Supply Paper 1613-C. pp. 32-35.
- Custodio E., Llamas, M.R. 1976. Hidrología subterránea. Ed. Omega. Barcelona, España.
- Custodio, E., Bruggeman, G.A. 1987. Groundwater problems in coastal areas. UNESCO. Belgium.
- Custodio, E. 2002. Coastal Aquifers as Important Natural Hydrogeological Structures. Groundwater and Human Development. Barcelona.

- Custodio, E. 2010. Coastal Aquifers of Europe: an overview. *Hydrogeology Journal* 18: 269-280.
- Dupuit, J. 1863. *Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables*. Dunod, Paris.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas-Salgado, S., Romero-Ríos, F. 1999. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco Block. *Geological Society of America. Special Paper 334*. pp. 1-19.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S. 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LVII. No. 3. pp. 343-378.
- Fetter, C.W. 2001. *Applied Hydrogeology*. 4th ed. Prentice Hall. pp. 327-337.
- Finkl, C.W. 1994. Coastal hazards: perception, susceptibility and mitigation. *Coastal Education & Research Foundation*. 12:372 (special issue). Florida.
- Fonatur. 2009. Estudio Geohidrológico para el Centro Integralmente Planeado de Costa del Pacífico en la zona sur del estado de Sinaloa. Contrato No. CPPH-0802/09-S-01.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., Allison, E. C. 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geol. Soc. Am. Mem.* 140, 170 pp.
- Gondwe, B.R.N., Lerer, S., Stisen, S., Marín, L., Rebolledo-Vieyra, M., Merediz-Alonso, G., Bauer-Gottwein, P. 2010. Hydrogeology of the south-eastern Yucatan Peninsula: New insights from water level measurements, geochemistry, geophysics and remote sensing. *Elsevier. Journal of Hydrology* 389. pp. 1-17.
- Hem, J.D. 1985. *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. 3rd ed. USGS Water Supply Paper 2254.
- Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J. 2000. Plate interactions control middle-late Miocene, proto Gulf and Basin and Range extension in the Southern Basin and Range. *Tectonophysics* 318. pp. 1-26.
- Hiscock, K.M. 2005. *Hydrogeology: principles and practice*. Blackwell Publishing. UK.
- Hubbert, M.K. 1940. The theory of groundwater motion. *The Journal of Geology*. 48: 785-944.
- Jansen, J.R. Geophysical methods to map brackish and saline water in aquifers. *Proceedings of the 2011 Georgia Water Resources Conference*. University of Georgia.
- Land, L.A., Lautier, J.C., Wilson, N.C., Chianese, G., Webb, S. 2004. Geophysical Monitoring and Evaluation of Coastal Plain Aquifers. *National Ground Water Association*. Vol. 42. No. 1. pp. 59-67.

- Lyles, J. 2000. Is seawater intrusion affecting groundwater on Lopez Island, Washington? USGS Fact Sheet 057-00.
- Marín, L. E. 2002. Perspectives on Mexican groundwater resources. *Groundwater* 40:570-571.
- Mullan, H. S., Bussell, M. A. 1977. The basic rock series in batholithic associations: *Geologic Magazine*, 114, 265-280.
- Ortiz-Hernández, L.E., Escamilla-Casas, J. C., Flores-Castro, K., Ramírez-Cardona, M., Acevedo-Sandoval, O. 2006. Características geológicas y potencial metalogenético de los principales complejos ultramáficos-máficos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo 58, No. 1, pp. 161-181.
- Pool, M., Carrera, J. 2010. Dynamics of negative hydraulic barriers to prevent seawater intrusion. *Hydrogeology Journal* 18: 95-105.
- Post, V., Abarca, E. 2010. Preface: Saltwater and freshwater interactions in coastal aquifers. *Hydrogeology Journal* 18: 1-4.
- Sanford, W.E., Pope, J.P. 2010. Current challenges using models to forecast seawater intrusion: lessons from the Eastern Shore of Virginia, USA. *Hydrogeology Journal* 18: 73-93.
- Schmorak, S., Mercado, A. 1969. Upconing of fresh water-sea water interface below pumping wells: field study. *Water Resources Research*. Vol. 5. No. 6. pp.1290-1311.
- Soupios, P.M., Kalisperi, D., Kanta, A., Kouli, M., Barsukov, P., Vallianatos, F. 2009. Coastal aquifer assessment based on geological and geophysical survey, northwestern Crete, Greece. *Environmental Earth Sciences* 61: 63-67. Springer.
- Thiery, D. 2004. Saltwater intrusion modelling with an efficient multiphase approach: theory and several field applications. 18th Salt Water Intrusion Meeting (SWIM). Cartagena, Spain.
- Vandenbohede, A., Van Houtte, E., Lebbe, L. 2008. Sustainable groundwater extraction in coastal areas: a Belgian example. Springer-Verlag. Belgium.
- Volker, R.E., Mariño, M.A., Rolston, D.E. 1985. Transition zone width in groundwater on ocean atolls. *Journal of Hydraulic Engineering* 111(4): 659-676.
- Walraevens, K., Van Camp, M. 2004. Advances in understanding natural groundwater quality controls in coastal aquifers. *Groundwater and Saline Intrusion*. Selected papers from the 18th Salt Water Intrusion Meeting (SWIM). Cartagena, Spain.
- Weight, W.D., Sonderegger, J.L. 2001. *Manual of Applied Field Hydrogeology*. McGraw-Hill. New York.
- White, I., Falkland, T. 2010. Management of freshwater lenses on small Pacific islands. *Hydrogeology Journal* 18: 227-246.

Xun, Z., Ying, W. 2009. Brief Review on Methods of Estimation of the Location of a Fresh Water-Salt Water Interface with Hydraulic Heads or Pressures in Coastal Zones. *Groundwater Monitoring & Remediation* Vol. 29. No. 4. pp. 77-84.