

1
2ej



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

ESTUDIO GEOELÉCTRICO DEL ACUÍFERO DEL
VALLE DEL YAQUI, SONORA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

JUAN ANDRÉS CHAVARRÍA VILLASEÑOR

AGOSTO 1999

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

279910



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

México, D.F., 5 de agosto de 1999

M.C. ROLANDO DE LA LLATA ROMERO
JEFE DE LA DIVISION DE INGENIERIA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
FACULTAD DE INGENIERIA
Presente

Dadas las circunstancias por las que actualmente atraviesa nuestra Universidad y teniendo la necesidad de continuar con los trámites relativos al proceso de titulación, por este conducto le notifico a usted, que los miembros del jurado avalado por la División a su digno cargo, han dado su aprobación para que la tesis "ESTUDIO GEOELECTRICO DEL ACUIFERO DEL VALLE DEL YAQUI, SONORA ", realizada por un servidor, sea impresa en el formato oficial dado que no existen observaciones sobre la misma.

En virtud de lo anterior, envío la presente con la finalidad de concluir los trámites necesarios para que se lleve a cabo mi examen profesional. Es pertinente aclarar que el jurado está integrado por los siguientes profesores:

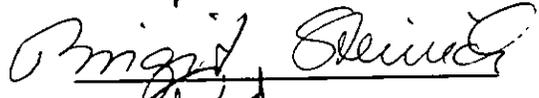
PRESIDENTE:

DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI



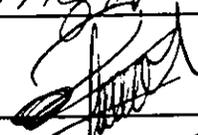
VOCAL:

DRA BIRGIT STEINICH



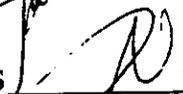
SECRETARIO:

ING. ALBERTO ARIAS PAZ



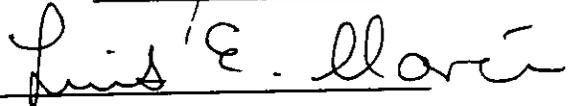
1ER. SPTE.

ING. DAVID REY ALATRISTE VILCHIS



2DO. SPTE.

DR. LUIS E. MARIN STILLMAN



Sin otro particular, aprovecho esta oportunidad para enviarle un cordial saludo.

Atentamente
Sr. Juan Andrés Chavarría Villaseñor
No. de Cuenta 9551530-0
Carrera de Ingeniero Geofísico

Agradecimientos

Agradezco primeramente a mis padres y a mis hermanos por todo el apoyo que me han brindado a lo largo de los años.

Quiero agradecer especialmente al Ing. Jose Manuel Covarrubias, al Ing. Carlos Castillo, al Ing. Enrique del Valle y al Ing. Ricardo Castrejon por todo el apoyo que me han brindado durante mis años por la Facultad de Ingeniería.

Agradezco de una forma muy especial al Dr. Luis Marin Stillman por haberme involucrado desde temprano en la investigación científica, y a la Dra. Birgit Steinich con quién he trabajado desde hace tres años y quién dirigió este trabajo de tesis.

Agradezco también a SEDESOL, a Fundación UNAM-Telmex, a la Asociación de Ingenieros Petroleros de México por el apoyo económico brindado a lo largo de mi carrera.

Muy especialmente quiero agradecer al Ing. Cato Zepeda de la Gerencia de Geofísica de Servicios Industriales Peñoles S.A. por haberme permitido colaborar en algunos de sus prospectos durante año y medio, periodo durante el cual pude realizar prácticas profesionales para algunas de mis materias.

Agradezco las becas del Instituto de Geología otorgadas de proyectos externos para la Comisión Nacional del Agua.

El trabajo de campo fue financiado por el M.C. Rodrigo Gonzalez por medio de un proyecto para el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. En el trabajo de campo participaron Rodrigo Gonzalez e Isabel Simón.

Resumen

El Valle del Yaqui se localiza en el estado de Sonora en el norte de la República Mexicana. El acuífero costero en el área de estudio consiste de depósitos de delta del Terciario y del Cuaternario, siendo comunes las variaciones en la permeabilidad dentro del sistema, dadas por la presencia de materiales que van desde las arcillas hasta las gravas. El clima del área de estudio es árido con una evaporación media anual que rebasa al índice de precipitación por un factor de siete. La corta temporada de lluvias hace que las actividades agrícolas dependan principalmente del agua subterránea y del agua del río Yaqui que es distribuida en el Valle por un sistema de canales. Aun con este factor climático, el Valle del Yaqui se ha convertido en uno de los principales distritos de riego de la República. La sobreexplotación del acuífero ha ocasionado que se presente el fenómeno de intrusión salina, lo que a su vez ha implicado un deterioro en la calidad del agua. En el área de estudio una mezcla de agua superficial y subterránea se lleva a cabo para las actividades de riego. Debido a la presencia de la intrusión salina el riego con agua salobre es una práctica que se incrementa, especialmente en aquellos lugares cerca de la costa. El principal resultado de ésta práctica de irrigación, aunado a la extrema evaporación en el Valle, es la acumulación de sales dentro de los primeros metros del perfil.

Cincuenta sondeos eléctricos verticales se llevaron a cabo durante Marzo y Abril de 1997. Los datos de resistividad fueron procesados con el método de interpretación automática de Zohdy (1989) y teoría de filtros digitales lineales (Koefoed, 1979). De los cincuenta modelos multicapa obtenidos de los sondeos, secciones y mapas de iso-resistividad fueron generadas. Basado en las secciones y los mapas, una zona caracterizada por baja resistividad fue descrita. Se propone que este cuerpo de baja resistividad constituye un cuerpo de intrusión de agua de mar dentro de zonas con una mayor permeabilidad asociadas a paleocanales. El mapeo de éstas zonas con intrusión salina se presenta tanto en sentido vertical como horizontal. Además, los mapas de resistividad para profundidades someras muestran una capa de baja resistividad que se extiende a lo largo de una gran área. Esta capa se propone que es debida a la acumulación de sales dada por la evaporación de aguas de baja calidad.

Agradecimientos

Resumen

INDICE

Lista de figuras	5
1. Introducción	7
1.1. Impacto de los sistemas de irrigación en sistemas acuíferos	8
1.2. Sondeo eléctrico vertical (SEV)	11
1.3. Modelación de los datos	20
1.3.1. Algoritmo	20
2. Área de estudio	24
2.1. Marco geológico	25
2.2. Marco hidrogeológico	26
3. Metodología	29
4. Resultados y discusión	30
4.1. Características del acuífero	33
4.1.1. Variaciones en la permeabilidad	33
4.1.2. Calidad del agua e intrusión de agua de mar	38
4.1.3. Subzonas del acuífero y geometría	42
4.2. Impacto antropogénico en el acuífero del Valle del Yaqui	45
4.2.1. Manejo agrícola	45
4.2.2. La capa de baja saturación	45
4.2.3. Alteración de la capa de baja saturación	51
4.2.4. Salinización del suelo	52
5. Conclusiones	58

Lista de figuras

Fig. 1: Arreglo Schlumberger. A, B: electrodos de corriente; M, N: electrodos de potencial.

Fig. 2: Mapa de ubicación del área de estudio, con la localización de los sondeos eléctricos, los principales ríos y los dos canales de distribución, Canal Principal Alto (CPA) y Canal Principal Bajo (CPB).

Fig. 3: Curva de resistividad medida en campo para el sondeo 06 (●), resistividad calculada (*) y modelo de resistividad (línea continua).

Fig. 4: Curva de resistividad medida en campo para el sondeo 22 (●), resistividad calculada (*) y modelo de resistividad (línea continua).

Fig. 5: Curvas de resistividad medida en campo (●), resistividad calculada (*) y modelo de resistividad (línea continua) para los sondeos 25 (arriba) y 45 (abajo).

Fig. 6: Sección NS1 de resistividad contra profundidad (ver Fig. 2 para localización).

Fig. 7: Mapa de iso-resistividades para una profundidad de 180m bajo el nivel del mar.

Fig. 8: Sección NS2 de resistividad contra profundidad.

Fig. 9: Mapa de iso-resistividades para una profundidad de 40m bajo el nivel del mar.

Fig. 10: Mapa de iso-resistividades para una profundidad de 70m bajo el nivel del mar.

Fig. 11: Sección P1 de resistividad contra profundidad.

Fig. 12: Mapa de iso-resistividades para una profundidad de 3m bajo el nivel topográfico.

Fig. 13: Mapa de litología predominante en la zona vadosa (Modificado de Encinas-Yepis (1998)).

Fig. 14: Sección P3 de resistividad contra profundidad.

Fig. 15: Sección P2 de resistividad contra profundidad.

Fig. 16: Mapa de iso-resistividades para una profundidad de 1m bajo el nivel topográfico.

Fig. 17: Mapa de suelos en el Valle del Yaqui (Modificado de Encinas-Yepis, 1998).

1. Introducción

El acuífero costero del Valle del Yaqui se localiza en el estado de Sonora y fue formado por el depósito de material aluvial proveniente del río Yaqui. El clima en esta región de México es árido con una corta temporada de lluvias que dura de Julio a Octubre. La evaporación media anual excede al índice de precipitación por un factor de siete (Mundo Molina y Martínez Austria, 1994; Canales, 1986). Aún con estas condiciones climáticas, el Valle del Yaqui se ha convertido en un importante distrito de riego en la República. Su actividad comenzó durante los cincuentas y los cultivos más importantes son maíz, soya, avena y algodón (González *et al.*, 1997). Estas actividades agropecuarias están sustentadas por el uso tanto de aguas subterráneas como superficiales. El agua superficial viene fundamentalmente del río Yaqui y los dos canales "Canal Principal Alto" y "Canal Principal Bajo", que distribuyen el agua del río Yaqui y cruzan el distrito de riego de norte a sur. El acuífero del Valle se encuentra explotado por 350 pozos y el riego con aguas salobres es una práctica que se ha incrementado por la sobreexplotación (González Enríquez, 1993). Esto tiene como consecuencia inmediata la presencia de salinización de los suelos además de un deterioro en la calidad del agua en las partes superiores del acuífero.

Los objetivos de este trabajo son el presentar una descripción general de las características físicas del acuífero del Valle del Yaqui basado en datos de resistividad de sondeos eléctricos verticales. Así mismo se busca hacer un análisis sobre las consecuencias en la zona vadosa y el acuífero que tienen las distintas prácticas agropecuarias. Con esto se busca ver la utilidad de los sondeos eléctricos para el estudio de procesos como salinización de suelos posiblemente asociada a la presencia de cuerpos de intrusión salina en el área de estudio.

1.1. Impacto de los sistemas de irrigación en sistemas acuíferos

Los principales problemas relacionados al riego en regiones áridas costeras son: la intrusión de agua de mar y la consecuente salinización de los suelos; la contaminación difusa, con contaminantes provenientes de fertilizantes y plaguicidas; y finalmente, la generación de aguas residuales provenientes de los distintos distritos de riego, y su consecuente descarga en otros sistemas naturales (Steinich *et al.*, 1997; Cámara-Durán, 1994).

La intrusión salina es un fenómeno común en acuíferos costeros localizados en regiones semiáridas y áridas (Magaritz y Nadler, 1993; Steinich *et al.*, 1997). Este fenómeno se da en parte por la sobreexplotación de acuíferos que ocasiona que al bajar los niveles del agua dulce, se favorezca el paso del agua de mar hacia el continente (Bond y Bredehoeft, 1987). Estos dos autores, al realizar simulaciones de flujo sin la presencia de pozos de bombeo encontraron que el fenómeno de intrusión no se llevaba a cabo. De igual forma Henry (1959) realizó estudios en donde determinó que un factor importante para impedir el flujo de intrusión salina era el flujo constante de agua dulce hacia el mar. Collins y Gelhar (1971) realizaron estudios sobre el flujo de frentes de intrusión salina y encontraron que esta se propaga en forma de cuñas o lengüetas. Ellos encontraron que la forma de estas lengüetas dependía en cierta forma de los cambios en el flujo dados por diferencias en capas semipermeables en medios estratificados. Asimismo establecieron como un factor importante para el flujo de la intrusión lo constituyen los distintos niveles de agua dulce. Estudios sobre intrusión salina se han realizado anteriormente en este país y en ellos se han destacado las magnitudes que puede alcanzar el problema (Steinich y Marín, 1996; Flores *et al.*, 1998).

La salinización depende en gran forma tanto del uso de fertilizantes y agroquímicos, como del riego con aguas con altos contenidos de sólidos totales disueltos. En las actividades agrícolas el hombre hace uso tanto de agua como de químicos, que dejan residuos en la matriz sedimentaria (Magaritz y Nadler, 1993). En muchos

casos estos residuos pueden causar con el tiempo sodificación y salinización del agua subterránea y el sistema sedimentario (Shimajima *et al.*, 1996). Estos efectos se incrementan cuando la calidad del agua es baja (altas concentraciones de sólidos totales disueltos, STD). La acumulación de sales ocasiona un decremento en la cantidad de agua disponible para las plantas, altos niveles de sodio, que combinados con la alta salinidad causan la dispersión de arcillas del suelo, un decremento en la conductividad hidráulica, y la aireación, lo cual resulta en la erosión (Shimajima *et al.*, 1996; Hendry y Buckland, 1990; Magaritz y Nadler, 1993). Las aguas con altas concentraciones de STD están además asociadas a suelos salinos/sódicos que resultan en un mayor deterioro de la calidad del acuífero subyacente. Las sales se derivan de dos fuentes de la actividad agrícola que son el uso de yeso en la superficie del suelo y el riego con agua salada. Magaritz y Nadler (1993) realizaron estudios sobre los efectos de la irrigación con aguas salobres y la adición de yeso en regiones semiáridas en donde condiciones de intensa evaporación prevalecen. En su trabajo, ellos emplearon muestras de depósitos sedimentarios obtenidas de pozos de hasta 20 m de profundidad. En sus resultados encontraron que la mayoría de las sales producto de la actividad agropecuaria se acumulan en el perfil de la zona vadosa. Encontraron que del setenta al noventa por ciento de SO_4^{2-} , Na^+ y Cl^- que se emplean se acumulan o son retenidos en los dos a cuatro primeros metros del perfil después de seis a 12 años de cultivo, no importando el tipo de suelo. Los iones que se acumulan más frecuentemente son el Na^+ y SO_4^{2-} . En el perfil de la zona no-saturada se observan dos partes distintas: una parte superior caracterizada por ser la zona de lixiviación de sales, y una parte inferior caracterizada por ser la zona de acumulación de sales. La lixiviación de la parte superior puede ser ocasionada por lluvias ocasionales, o bien debida al flujo lateral en el subsuelo. Los estudios de salinización por lo general involucran la toma de muestras de sedimentos en el subsuelo a distintas profundidades para estudios geoquímicos que comúnmente son caros y requieren

de mucho tiempo. Bajo estas circunstancias el uso de métodos alternativos para el estudio de la salinización en el subsuelo que sean más económicos y rápidos deben considerarse. Valores de salinidad alta implican valores de conductividad eléctrica altos (valores bajos de resistividad eléctrica) y por lo tanto el uso de métodos geofísicos que involucren mediciones de la resistividad son especialmente útiles para este tipo de estudios (Keller y Frischknecht, 1966). McKenzie *et al.*, 1997 sugirieron que el uso de mediciones de inducción electromagnética debería de emplearse para el mapeo de salinización. Para el estudio de salinización en depósitos aluviales es importante considerar también el papel que juegan las arcillas ya que estos materiales típicamente tienen una baja resistividad. Salama *et al.* (1994) realizaron estudios de conductividad eléctrica en suelos con distintos contenidos de arcillas y aguas de poro de distintas calidades, y observaron que la conductividad eléctrica del agua tiene un mayor control en la conductividad de los perfiles con respecto a la conductividad de la matriz (e.g. contenido de arcillas). Otros factores importantes de naturaleza hidrogeológica que están asociados a la presencia de arcillas es el de la permeabilidad del suelo y el del contenido de humedad en el perfil. Así mismo incrementos en la conductividad eléctrica (menor resistividad) ocurren cuando hay presencia de agua libre en los suelos, y el comportamiento que se presenta en relación a la conductividad y el contenido de humedad es de tipo exponencial observando que en suelos arcillosos, a partir de un 25% de humedad, la conductividad obtenida con métodos geofísicos está dominada por la conductividad del agua (Saarenketo, 1998). El uso de sondeos eléctricos y su relación con parámetros hidráulicos ha sido explorado por Yadav y Abolfazli (1998) en regiones semiáridas, quienes relacionaron datos de sondeos eléctricos con datos provenientes de pozos y núcleos, para acuíferos en regiones áridas en la India.

Finalmente, la contaminación de las aguas subterráneas se puede presentar cuando diferentes sustancias químicas se disuelven en el agua que alimenta a

las reservas del subsuelo. Este problema se agrava en las regiones áridas del país, ya que su suministro de agua depende en una forma importante de las reservas de aguas subterráneas. Diversos estudios han mostrado que la irrigación es la principal responsable del aumento en las concentraciones de iones como nitratos, sulfatos o cloruros en las aguas subterráneas (Cámara-Durán, 1994; Magaritz y Nadler, 1993). El otro problema mencionado anteriormente es el de la descarga de grandes volúmenes de agua cargadas de sedimentos, agroquímicos y sólidos disueltos totales hacia los distintos sistemas estuarinos (Cámara-Durán, 1994).

1.2. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

Los sondeos de resistividad fueron empleados por primera vez en 1912 por Conrad Schlumberger con el propósito de investigar cambios en la resistividad de una formación con la profundidad. Actualmente para llevar a cabo sondeos de resistividad se emplean distintos espaciamientos de electrodos, los cuales pueden ser acomodados en distintos arreglos, siendo uno de los más comunes el arreglo Schlumberger. Para este arreglo se usan dos electrodos de corriente (A y B, ver Fig. 1) y dos de potencial (M y N, ver Fig. 1). Los electrodos de corriente se encuentran separados por una distancia mucho mayor a la distancia entre los dos electrodos de potencial.

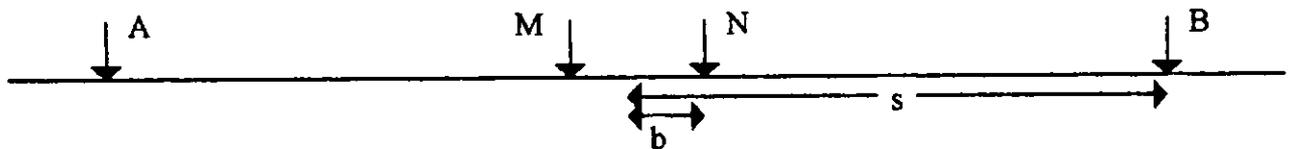


Fig. 1: Arreglo Schlumberger. A, B: electrodos de corriente; M, N: electrodos de potencial.

En este estudio se utiliza un modelo del subsuelo que tiene las siguientes carac-

terísticas:

- Capas finitas paralelas con fronteras horizontales planas. La capa más profunda se extiende hasta el infinito.
- Cada una de las capas es eléctricamente homogénea e isotrópica.

La corriente eléctrica se relaciona al campo eléctrico por la Ley de Ohm.

$$\bar{E} = \rho \bar{J} \quad (1)$$

donde

\bar{E} : campo eléctrico

ρ : resistividad del medio

\bar{J} : vector de densidad de corriente eléctrica

El potencial eléctrico en condiciones de corriente directa satisface la ecuación de Laplace (Koefoed, 1979).

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (2)$$

en donde V constituye el potencial eléctrico.

Para el caso de los SEV's se hace uso de una geometría cilíndrica que se presenta por el modelo de capas planas y horizontales en la cual el potencial es simétrico con respecto a la línea vertical a través del punto de corriente. La ecuación (2) se escribe de la siguiente forma

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} = 0 \quad (3)$$

donde

r : distancia a la fuente

z : profundidad

θ : azimut

Por la simetría cilíndrica del problema se tiene:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} = 0 \quad (4)$$

que sustituida en (3) da

$$\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} = 0 \quad (5)$$

La solución de la ecuación (5) se puede expresar de la siguiente forma:

$$V(r, z) = U(r)W(z) \quad (6)$$

lo cual corresponde a una separación de las variables r y z . Sustituyendo (6) en (5) y dividiendo entre UW se obtiene:

$$\frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{U r} \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{1}{W} \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 0 \quad (7)$$

Esta ecuación se puede separar obteniendo una ecuación para cada variable.

$$\frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{U r} \frac{\partial U}{\partial r} = -\lambda^2 \quad (8)$$

$$\frac{1}{W} \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = \lambda^2 \quad (9)$$

en donde λ es una variable sin sentido físico cuya presencia es necesaria como artificio matemático para la resolución de la ecuación diferencial.

La solución para (9) es conocida y está dada por

$$\begin{aligned} W &= C e^{-\lambda z} & \text{y} \\ W &= C e^{+\lambda z} \end{aligned} \quad (10)$$

La ecuación (8) es la ecuación de Bessel de orden cero. La solución tiene la forma

$$U = C J_0(\lambda r) \quad (11)$$

en donde J_0 es la función de Bessel de primera especie y orden cero.

Reemplazando (10) y (11) en (6) resulta en

$$\begin{aligned}
 V &= C e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) \quad \text{y} \\
 V &= C e^{\lambda z} J_0(\lambda r)
 \end{aligned}
 \tag{12}$$

La solución general se obtiene con una combinación lineal de (12) y haciendo variar λ de 0 a ∞ , siendo C dependiente de λ (Koefoed, 1979)

$$V = \int_0^{\infty} \{\Phi(\lambda)e^{-\lambda z} + \Psi(\lambda)e^{\lambda z}\} J_0(\lambda r) d\lambda
 \tag{13}$$

en donde Φ y Ψ son funciones arbitrarias.

El potencial de una fuente puntual en la superficie de un espacio homogéneo e isotrópico está dado por

$$V = \frac{\rho I}{2\pi\sqrt{r^2 + z^2}}
 \tag{14}$$

donde

I : Corriente eléctrica

Por la integral de Lipschitz

$$\int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda = \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}}$$

relacionamos (13) y (14) y obtenemos

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (15)$$

En el caso de una fuente puntual en la superficie del medio estratificado horizontal, la solución general del potencial (ec. 13) para el caso de i capas puede ser reescrita como (Koefoed, 1979)

$$V_i = \frac{\rho I}{2\pi} \int_0^{\infty} (e^{-\lambda z} + \Theta_i(\lambda)e^{-\lambda z} + X_i(\lambda)e^{\lambda z}) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (16)$$

La ecuación (16) puede ser reescrita como

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} (1 + 2\Theta_1(\lambda)) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (17)$$

en donde ρ_1 es la resistividad de la capa 1 y $\Theta_1(\lambda)$ es la función kernel de Stefanescu que está controlada por las resistividades de las capas y sus espesores o profundidades. El término en el integrando que se encuentra multiplicado por la función de Bessel J_0 recibe el nombre de kernel de Slichter y su valor es obtenido al aplicar las siguientes condiciones de frontera a la solución del potencial.

- En los planos de frontera el potencial es continuo,
- la componente vertical de la densidad de corriente en cada una de las fronteras es continua,

- en la superficie la componente vertical de la corriente y por ende el campo \bar{E} son cero excepto en un punto infinitesimal alrededor de la fuente,
- cerca de la fuente el potencial debe aproximarse al infinito como

$$\frac{\rho I}{2\pi\sqrt{r^2 + z^2}}$$

- a profundidad infinita el potencial se aproxima a cero.

Al aplicar las condiciones de frontera anteriores se llega a un sistema de ecuaciones que define la relación entre función kernel y los parámetros del subsuelo h_i y ρ_i . Existen sin embargo, expresiones más convenientes para expresar esta relación, y éstas toman la forma de relaciones de recurrencia. En el presente trabajo se emplea la relación de recurrencia de Pekeris que describe la adición de una nueva capa en la parte superior de la secuencia de capas (Koefoed,1979).

$$k_i = \frac{k_{i+1} + p_i \tanh \lambda t_i}{p_i + k_{i+1} \tanh \lambda t_i} \quad (18)$$

donde

$$p_i = \rho_i / \rho_{i+1}$$

t_i : el espesor de la i-ésima capa

La función transformada de resistividad fue introducida por Koefoed (1979) y está definida por la ecuación

$$T_i = \rho_i K_i \quad (19)$$

que, expresada con el kernel de Slichter se escribe como

$$T_i = \frac{T_{i+1} + \rho_i \tanh \lambda t_i}{1 + \frac{T_{i+1} \tanh(\lambda t_i)}{\rho_i}} \quad (20)$$

T_i tiene dimensiones de resistividad y depende de la resistividad y del espesor de las capas, λ que posee dimensiones del inverso de la distancia.

La relación que existe entre la transformada de resistividad y la resistividad aparente se presenta a continuación.

La diferencia de potencial que existe entre dos electrodos para una tierra homogénea e isotrópica está dada por

$$\Delta V = 2 \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{(s-b)} - \frac{1}{(s+b)} \right]$$

donde s y b son los espaciamientos del arreglo eléctrico (Fig. 1).

Resolviendo para ρ se obtiene la expresión para la resistividad

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \frac{2\pi s(s^2 - b^2)}{4bs} \quad (21)$$

Para el caso de un modelo de capas horizontales e isotrópicas la diferencia de potencial se describe con la ecuación (17). Tomando en cuenta la relación entre el kernel de Stefanescu y de Slichter, se obtiene para la resistividad aparente

$$\rho_{ap} = \frac{2\rho_1 s(s^2 - b^2)}{4bs} \int_0^{\infty} k(\lambda) \left(J_0(\lambda s - \lambda b) - J_0(\lambda s + \lambda b) \right) d\lambda \quad (22)$$

teniendo en cuenta que $\Delta V = 2V(s - b) - V(s + b)$.

Para el arreglo Schlumberger la interpretación asume que la distancia entre electrodos de potencial es infinitesimal, lo que implica que la intensidad del campo eléctrico en la superficie pueda ser considerada constante en un área entre los dos electrodos. De esta forma, el cociente $\Delta V/2b$ (en eq. 21) puede ser cambiado por un cociente diferencial. Si V denota el potencial causado por un electrodo puntual tendremos que $\rho_{ap.sch.} = \frac{-2\pi s^2}{I} \frac{\partial V}{\partial r}$, que aplicada a la ecuación 17 nos da como resultado

$$\rho_{ap.sch.} = \rho_1 + s^2 \int_0^{\infty} (T(\lambda) - \rho_1) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \quad (23)$$

en donde J_1 surge por propiedades de diferenciación de las funciones Bessel
Con el siguiente cambio de variables

$$x = \ln s$$

$$y = -\ln \lambda$$

se obtiene finalmente para la resistividad aparente del arreglo Schlumberger

$$\rho_{ap.sch.} = \rho_1 + \int_{-\infty}^{\infty} (T(y) - \rho_1) J_1(e^{x-y}) e^{2(x-y)} dy \quad (24)$$

La relación entre transformada de resistividad y resistividad aparente es de carácter lineal y tiene la estructura de una integral de convolución. Al discretizar la integral de convolución obtenemos una función de la forma

$$\rho_{ap} = \sum f_j T(y_0 - j\Delta y) \quad (25)$$

donde

f_j : coeficientes de un filtro

T : la transformada de resistividad

y_0 : distancia de muestreo inicial

Δy : intervalo de muestreo

Los filtros f_j para diferentes arreglos, entre otros el filtro para el arreglo Schlumberger, fueron calculados y presentados por diferentes autores (O'Neill 1975; Koefoed, 1979). Utilizando los respectivos filtros en la ecuación (25), es posible calcular curvas sintéticas para los diversos arreglos para un modelo de capas homogéneas e isotrópicas.

1.3. Modelación de los datos

En el presente trabajo se utilizó el “método de interpretación automática” propuesta por Zohdy (1989). Se trata de un procedimiento iterativo para la interpretación automática de los SEV's (Zohdy, 1989) en el cual un modelo estratificado es obtenido a partir de la curva de campo. Como modelo inicial, el algoritmo utiliza un número de capas igual al número de puntos del sondeo, y las fronteras de las capas se encuentran uniformemente espaciadas en un espacio logarítmico.

1.3.1 Algoritmo

El algoritmo de Zohdy (1989) se basa en las siguientes observaciones sobre las curvas de resistividad calculadas y de campo.

- (1) Las resistividades calculadas son siempre positivas.
- (2) La forma de la curva de campo sigue la forma de la curva de resistividad-profundidad (modelo del subsuelo).
- (3) La curva de campo se encuentra fuera de fase con la curva resistividad-profundidad y siempre se encuentra desplazada hacia la derecha con respecto a la otra curva.
- (4) La amplitud de la curva del sondeo siempre es menor o igual que la de la curva de resistividad-profundidad. La resistividad aparente se aproxima asintóticamente a la verdadera resistividad en espaciamientos electródicos que son menores con respecto al espesor de la primera capa, o bien muy grande con respecto a la profundidad de una capa infinita de gran espesor.
- (5) En un modelo multicapas si la resistividad verdadera de una capa de gran espesor es cambiada, la resistividad aparente a lo largo del segmento correspondiente también cambia.

Conforme a estas observaciones, las profundidades asumidas deben ser desplazadas a la izquierda con el fin de traer la estratificación supuesta a una posición en fase con la curva de resistividad-profundidad. Además las resistividades aparentes deben ser ajustadas para que se aproximen en amplitud a las resistividades verdaderas. Este método pretende determinar la cantidad de desplazamientos para profundidades, y de ajustes verticales para las resistividades por medio de un algoritmo iterativo.

El modelo inicial que se toma en este método tiene las siguientes características:

- El número de capas del modelo es igual al número de puntos del sondeo.
- Las profundidades del modelo son iguales a los espaciamientos del sondeo las cuales se encuentran equiespaciadas en un espacio logarítmico.

- Las resistividades del modelo son iguales a las resistividades aparentes.

Para determinar la profundidad se calcula primeramente la curva teórica para el modelo inicial y se calcula el error RMS (root-mean-square) con la relación:

$$rms[\%] = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{j=1}^N \frac{(\rho_{oj} - \rho_{cj})^2}{\rho_{oj}^2}} \times 100 \quad (26)$$

en donde

ρ_{oj} : resistividad aparente observada

ρ_{cj} : resistividad aparente calculada

N : número de puntos del sondeo ($j = 1 \dots N$)

Posteriormente se multiplican las profundidades por un número pequeño arbitrario, e.g. 0.9 y se repite el paso anterior. Se compara el RMS nuevo con el anterior y si es menor que el anterior entonces las nuevas curvas estarán más en fase con las verdaderas. Los pasos anteriores se repiten sucesivamente hasta que el error RMS adquiere un valor mínimo.

Una vez en fase la curva resistividad-profundidad con la curva de campo, se procede a poner las resistividades en amplitud. En cada espaciamiento del sondeo, si la resistividad aparente calculada es menor o mayor que la observada, la resistividad verdadera correspondiente deberá incrementarse o disminuirse de forma que la resistividad aparente calculada crezca o disminuya de manera que se aproxime a la curva observada. La amplitud de la curva se ajusta iterativamente siguiendo la ecuación:

$$\rho_{i+1} = \frac{(\rho_i)_j \times (\rho_{oi})_j}{(\rho_{ci})_j} \quad (27)$$

en donde

i : número de iteración

j : capa j y espaciamiento j

$(\rho_i)_j$: resistividad de la capa j en la iteración i

$(\rho_o)_j$: resistividad aparente observada para el espaciamiento j

$(\rho_{ci})_j$: resistividad aparente calculada en el espaciamiento j
en la iteración i

Después de cada paso iterativo, se calcula nuevamente el error RMS y se compara con la curva de campo. Se repite el procedimiento anterior hasta que el error RMS entre la curva sintética y la de campo tenga un mínimo o bien sea igual o menor que un error RMS límite dado por el usuario.

2. Área de estudio

El área de estudio se localiza en el Valle del Yaqui en el estado de Sonora al noroeste de la República Mexicana y comprende el área entre $109^{\circ}30'$ y $110^{\circ}30'$ de longitud oeste y los $26^{\circ}45'$ y los $27^{\circ}45'$ de latitud norte (Fig. 2). El área es el delta formado por el río Yaqui que actualmente tiene una dirección de cauce este-oeste y representa el límite septentrional del área de estudio. En el suroeste, el área de estudio se encuentra limitada por el río Mayo y al suroeste por el Golfo de California. El área de estudio presenta una topografía suave que va de algunos metros sobre el nivel del mar cerca de la costa hasta 50 metros al sureste de Ciudad Obregón (INEGI, 1980). El delta se encuentra rodeado por la Sierra Bacatete con altitudes máximas de 1000 metros y numerosas colinas de hasta 900 metros sobre el nivel del mar (INEGI, 1980). El Valle del Yaqui se ha convertido en un extenso distrito de riego y actualmente es uno de los distritos más importantes en México (INEGI, 1993).

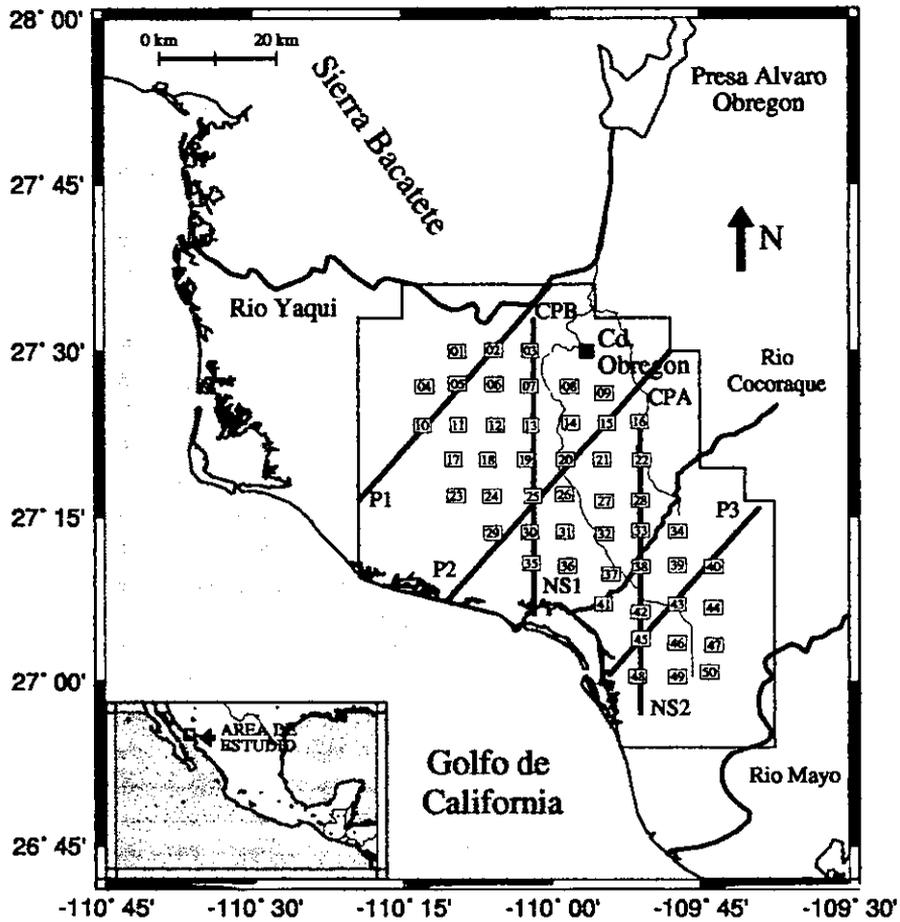


Fig. 2: Mapa de ubicación del área de estudio, con la localización de los sondeos eléctricos, los principales ríos y los dos canales de distribución, Canal Principal Alto (CPA) y Canal Principal Bajo (CPB).

2.1. Marco geológico

La cuenca del río Yaqui está localizada en tres provincias fisiográficas, que son la provincia de Sierras y Valles Paralelos, Provincia Desértica de Sonora y Provincia de la Llanura Costera (ICATEC, 1969). La sierra Bacatete al norte del área de

estudio, pertenece a la provincia desértica de Sonora y se compone de rocas extrusivas de composición andesítica y conglomerados (ICATEC, 1969). El acuífero costero del Valle del Yaqui consiste de conglomerados depositados durante el Terciario tardío, y de material aluvial del reciente (ICATEC, 1969; Canales, 1986; González *et al.*, 1997). Los conglomerados se originaron de la erosión de materiales intrusivos del Cretácico y extrusivos del Terciario que fueron depositados durante un largo periodo de actividad ígnea. La parte inferior de estos conglomerados se puede encontrar intercalada con material extrusivo en algunos lugares mientras que en la parte superior se encuentran intercalados con capas de arenas (ICATEC, 1969). El material extrusivo se compone de andesitas y tobas (Encinas-Yepis, 1998). Los conglomerados subyacen sedimentos aluviales del Cuaternario constituidos por gravas, arenas y limos, intercalados con lentes de arcillas en capas de distintos espesores (INEGI, 1993; González *et al.*, 1997). Este material representa los depósitos deltáicos del río Yaqui que ha cambiado su curso dentro de la extensa planicie costera a lo largo del tiempo geológico. El resultado de estos procesos meándricos es una gran diversidad en la granulometría en el acuífero, además de la presencia de paleocanales. La Figura 2 muestra la posición actual del río Yaqui. Tanto los conglomerados como el material aluvial del Cuaternario constituyen el acuífero en esta zona. El espesor total de estas capas se desconoce al igual que la distribución espacial de las distintas granulometrías.

2.2. Marco hidrogeológico

Dependiendo en parte de las variaciones en los tamaños de granos, el acuífero puede variar localmente de confinado a no-confinado. González *et al.*, 1997 proponen una porción confinada en la parte central del acuífero (área al sur de Ciudad Obregón) que cambia a semiconfinado hacia al norte y el sur, mientras que las partes restantes del acuífero son consideradas como confinadas. El confinamiento que se presenta en el sistema es debido a la presencia de estratos y pequeños

lentes arcillosos (Encinas-Yepis, 1998). Los conglomerados presentes en el Valle del Yaqui se consideran como unidades permeables y las zonas en donde afloran constituyen una fuente de recarga para el acuífero (ICATEC, 1969). El área de estudio presenta un clima árido con una precipitación media anual de 272.3 mm y una evaporación media anual de 1983 mm (Mundo Molina y Marínez Austria, 1994) . El volumen de agua superficial proviene del río Yaqui y del río Cocoraque que cruza el área de estudio en una dirección noreste-suroeste (Fig. 2). Parte del agua del río Yaqui es desviada por medio de dos canales artificiales, los Canales Principales Alto y Bajo (Fig. 2) y un conjunto de canales secundarios que emanan de estos, cruzando el distrito de riego de norte a sur. El agua superficial es usada fundamentalmente para irrigación y en menor porcentaje para uso doméstico e industrial (INEGI, 1993). En 1993 había 700 pozos extractores operando en el distrito de irrigación. Sin embargo, como el agua para riego proviene de aguas superficiales en parte almacenadas en lagunas artificiales, el número de pozos puede variar significativamente dependiendo de la disponibilidad de agua superficial. González *et al.* 1997 reportaron 350 pozos para irrigación en operación en 1996. El acuífero del Valle del Yaqui se considera como subexplotado con escasa disponibilidad excedente de agua subterránea (CNA, 1997). La recarga del acuífero es por flujo lateral desde la parte norte del Valle del Yaqui al norte de Cd. Obregón, en la zona aledaña a las sierras cercanas, y por infiltración de agua superficial de los ríos Yaqui y Cocoraque, los dos canales artificiales, y el agua de riego. La profundidad del nivel freático es entre 5 y 30 metros sobre el nivel medio del mar. Del año 1975 en adelante el incremento en la explotación ha causado el descenso gradual de los niveles estáticos (Anónimo, 1987).

Un fenómeno importante, que se relaciona tanto con la geología como con la hidrogeología del Valle del Yaqui, es el de la salinización que abarca extensiones grandes de área de 23,000 ha (Cámara-Durán, 1994). Una de las explicaciones que se le ha dado a este fenómeno es el de las deficiencias en el sistema de drenaje

que pueden conllevar a reducciones en los niveles freáticos. El Valle del Yaqui por su clima semiárido presenta desde su origen acumulaciones de sales debido al déficit de lluvia y las altas evaporaciones. La irrigación de los suelos con agua de alto contenido de sales disueltos ocasiona una acumulación más veloz de sales y eventualmente comienza a afectar la parte superior del acuífero (Cámara-Durán, 1994). El trabajo realizado por Cámara-Durán (1994) establece como aumenta la concentración de sales en el perfil del suelo con respecto a los meses del año, y se observa que los meses cuando la concentración aumenta son Marzo y Abril, meses en donde la precipitación pluvial es menor. Este mismo autor establece como se han acumulado sales sobre todo en los primeros metros del perfil.

3. Metodología

En Marzo y Abril de 1997 se llevaron a cabo 50 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) usando el arreglo Schlumberger. Los sondeos fueron distribuidos uniformemente en el área de estudio en una malla con aproximadamente 6 km entre sondeos (Fig. 2). Los sondeos eléctricos se efectuaron tomando seis lecturas por ciclo logarítmico empezando en 1 m y llegando hasta 675 m (distancias $AB/2$). Para estas distancias de $AB/2$, la profundidad de investigación fue de aproximadamente 200 metros. Los registros de resistividad se llevaron a cabo usando un equipo de resistividad Syscal R1 y para las localizaciones de los sondeos se determinaron con un GPS Garmin 45. Los resultados de campo fueron procesados siguiendo la teoría de filtros digitales lineales presentada por Koefoed (1979) y el método de interpretación automática de Zohdy (1989). Previo a la interpretación, los datos de campo fueron corregidos y convertidos a un conjunto de datos equiespaciados usando polinomios de Lagrange (e.g. Hornbeck, 1975). Las figuras fueron generadas con el paquete Generic Mapping Tool (GMT) versión 3 (Wessel y Smith, 1995) en una estación de trabajo SUN SparcStation LX.

4. Resultados y discusión

Basado en la interpretación de los modelos obtenidos de 50 SEV's distribuidos sobre el área de estudio, se generaron secciones y mapas de resistividad. El modelado se efectuó empleando el método presentado por Zohdy (1989). Las curvas de resistividad sintética y observada corresponden bien teniendo errores RMS de menos del 5% para 84 % de las curvas de campo. El error RMS promedio de todas las curvas es de 3.26%. Las Figuras 3, 4 y 5 muestran ejemplos de las curvas corregidas de campo, sus correspondientes modelos y las curvas calculadas de resistividad para cuatro registros.

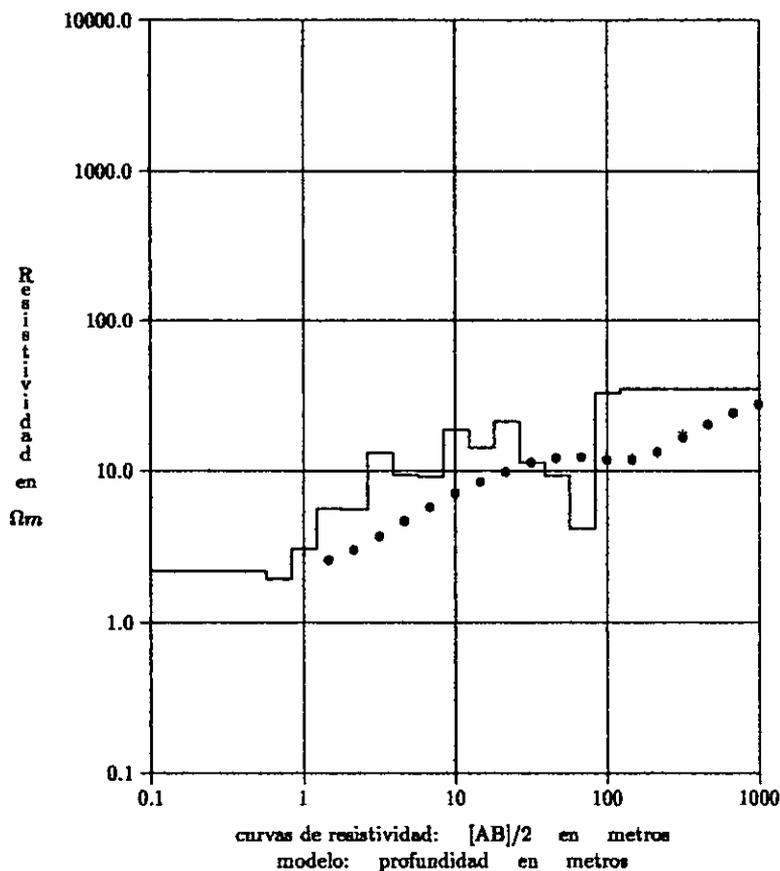


Fig. 3: Curva de resistividad medida en campo para el sondeo 06 (●), resistividad calculada (*) y modelo de resistividad (línea continua).

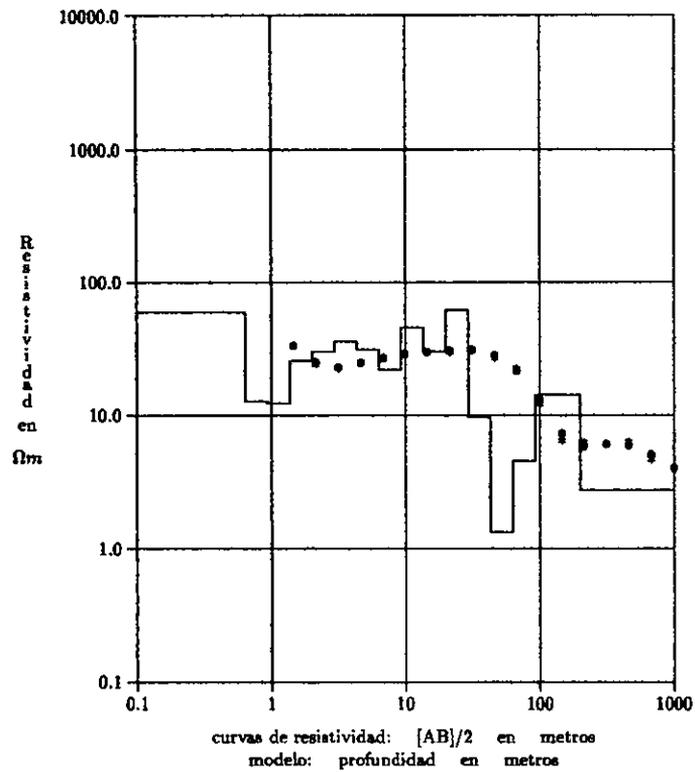


Fig. 4: Curva de resistividad medida en campo para el sondeo 22 (●), resistividad calculada (*) y modelo de resistividad (línea continua).

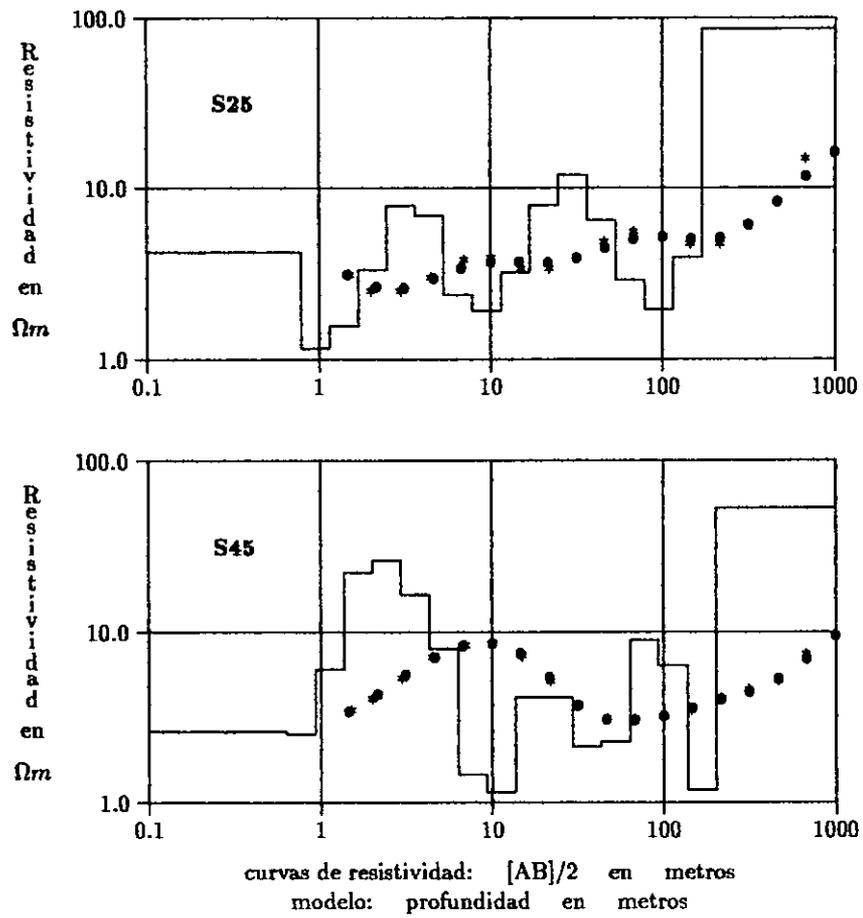


Fig. 5: Curvas de resistividad medida en campo (\bullet), resistividad calculada ($*$) y modelo de resistividad (línea continua) para los sondeos 25 (arriba) y 45 (abajo).

4.1. Características del acuífero

4.1.1. Variaciones en la permeabilidad

El acuífero del Valle del Yaqui está compuesto por material aluvial que presenta variaciones en su granulometría. González *et al.* (1997) reportan depósitos que van desde arcillas hasta gravas. Estas variaciones en los tamaños de los granos implican a su vez una amplia gama en los valores de permeabilidad dentro del acuífero. La resistividad de la zona saturada del subsuelo depende de la resistividad del material aluvial, y de la cantidad y calidad del agua de poro, siendo éste último el factor más significativo para el valor de la resistividad en la zona de estudio (Keller y Frischknecht, 1966; Simón *et al.*, 1998; Simón, 1999). En medios con variabilidad en la permeabilidad, son las zonas con presencia de materiales permeables, las que representan menor resistencia al flujo de fluidos que las zonas vecinas de menor permeabilidad. Esto conlleva que aguas con altos contenidos de sales disueltas, e.g. proveniente de la intrusión salina, fluyan preferencialmente a través de estas primeras. En presencia de agua de poro muy conductora, en medios con alta permeabilidad, la resistividad del medio puede asumirse como la resistividad del fluido saturante.

Las resistividades modeladas de los sondeos en este trabajo son menores a 100 Ωm con sólo algunas excepciones. Estas resistividades, relativamente bajas, son debidas a los altos índices de saturación del medio, que es menor al 100 % solo en los primeros 10 a 15 metros. Cambios abruptos de altas a bajas resistividades en la parte saturada del medio por ende se pueden relacionar con cambios abruptos en la permeabilidad. Esos cambios en la permeabilidad son muy probables de encontrarse en el acuífero del Valle del Yaqui debido a la intercalación de materiales aluviales de diferente granulometría (González *et al.*, 1997). En las distintas secciones y mapas de resistividad mostrados a continuación (Figs. 6-10) pueden ser observados ejemplos de estos cambios de resistividad.

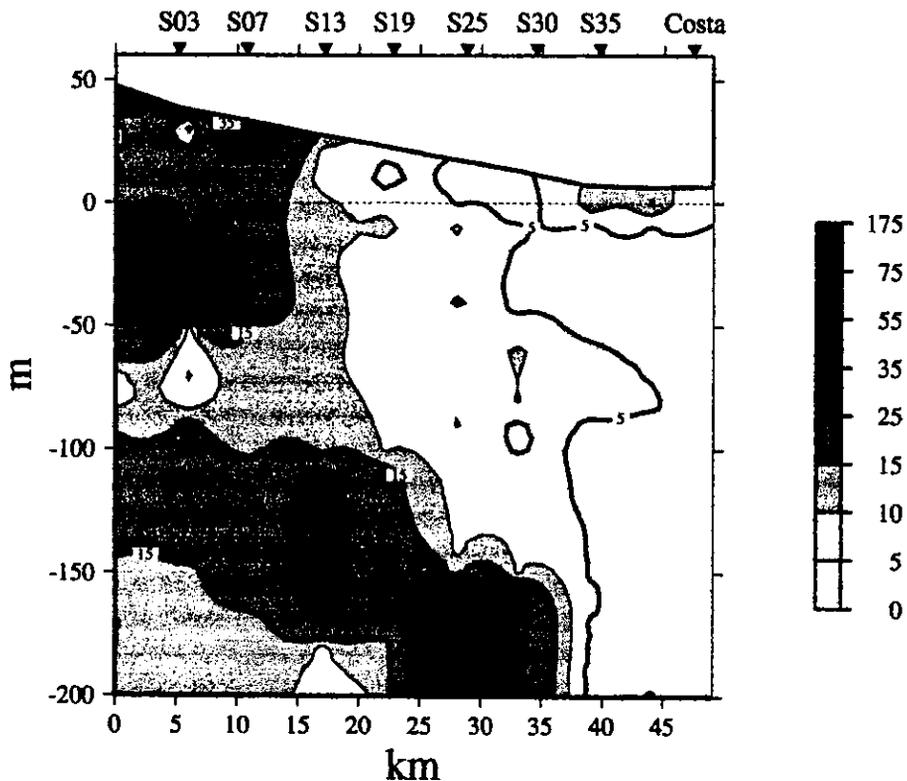


Fig. 6: Sección NS1 de resistividad contra profundidad (ver Fig. 2 para localización). Valores en Ωm . Las isoclinas de $5\Omega m$ y de $15\Omega m$ se recalcan para la interpretación. Nótese exageración vertical de $180x$.

En la porción inferior izquierda del perfil NS1 (Fig. 6), un canal con resistividades mayores a $15 \Omega m$ separa horizontalmente grandes áreas de resistividades bajas, mostrando el gradiente de resistividad más alto en su extremo derecho. Se propone que esta zona tiene una permeabilidad menor que la del medio circundante y opera como una zona de baja conductividad hidráulica dentro del acuífero dificultando el flujo a través de ella. Esta unidad puede ser observada en la parte central del mapa de resistividad (Fig. 6) en una dirección norte-sur. Comparando el perfil NS1 con el mapa de 180 metros (Fig. 7) muestra que los límites espaciales de esta zona de baja permeabilidad son de aproximadamente

50 metros en la vertical y de 30 km en planta extendiéndose de norte a sur. Por otro lado, se propone que las zonas vecinas a esta zona de baja conductividad hidráulica representan zonas caracterizadas por mayor permeabilidad canalizando de esta manera el flujo a través de ellas. Tal sería el caso de la capa entre aproximadamente 50 y 100 metros abajo del nivel medio del mar que se observa en la Sección NS1 en su parte izquierda (Fig. 6). En base a la geología de la zona de estudio, se propone que las zonas de baja resistividad, interpretadas como zonas de alta permeabilidad, corresponden a paleocanales, e.g. antiguos cauces de los ríos de la planicie. Otros ejemplos de estos paleocanales delimitados por zonas de baja permeabilidad se pueden observar en las Figuras 8 y 9.

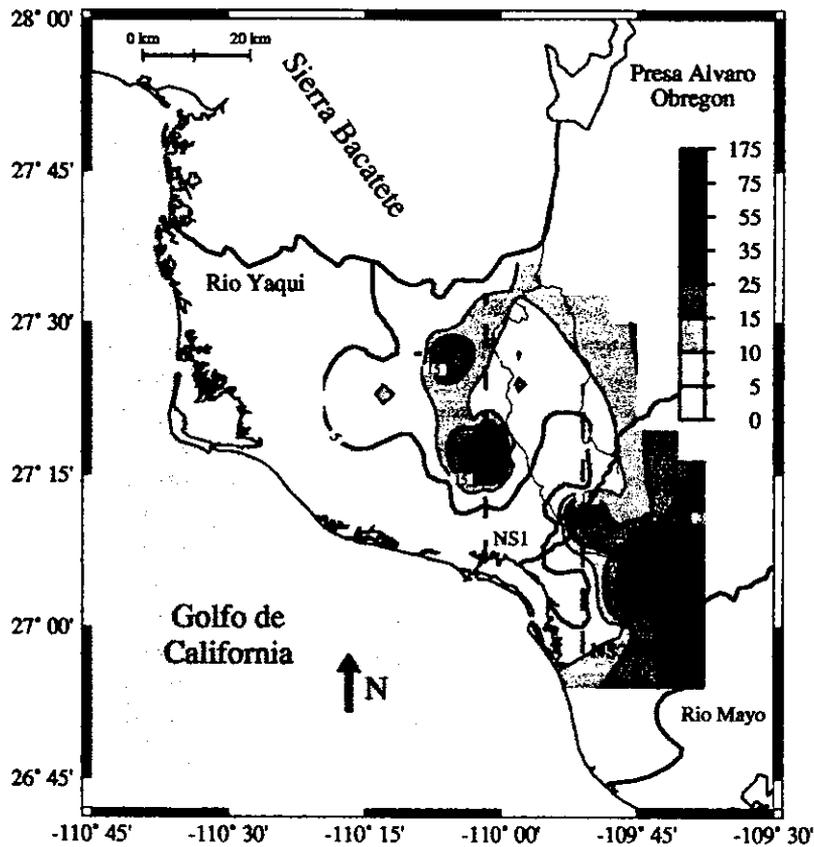


Fig. 7: Mapa de isoresistividades para una profundidad de 180m bajo el nivel del mar. Valores en Ωm . Las isolíneas de $5\Omega\text{m}$ y de $15\Omega\text{m}$ se recalcan para la interpretación.

Dos zonas con resistividades elevadas pueden observarse en el perfil NS2 (Fig. 8) entre -50 y -150 metros por debajo del nivel del mar aproximadamente, teniendo extensiones horizontales de 5 km cada una. En la porción inferior derecha de este mismo perfil, una capa casi horizontal de resistividades altas puede formar un límite local inferior del acuífero. Sin embargo, la profundidad de investigación de los sondeos de resistividad en esta área excede por poco el límite superior de esta capa, lo que impide la determinación de su extensión vertical.

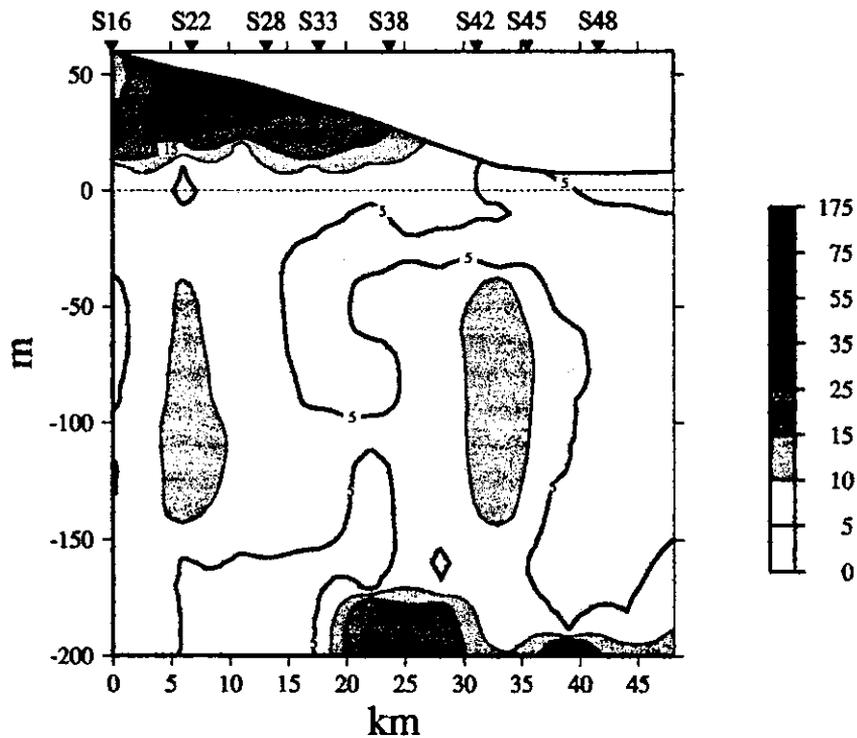


Fig. 8: Sección NS2 de resistividad contra profundidad. Valores en Ωm . Las isolíneas de $5\Omega m$ y de $15\Omega m$ se recalcan para la interpretación. Nótese exageración vertical de $180x$.

La capa de alta resistividad además puede ser observada en la parte sureste del mapa de resistividad de 180 metros (Fig. 7). En la parte superior izquierda del perfil NS1 y el mapa de 40 metros (Fig. 9) se puede observar otra zona con un gradiente alto la cual se discutirá en la siguiente sección.

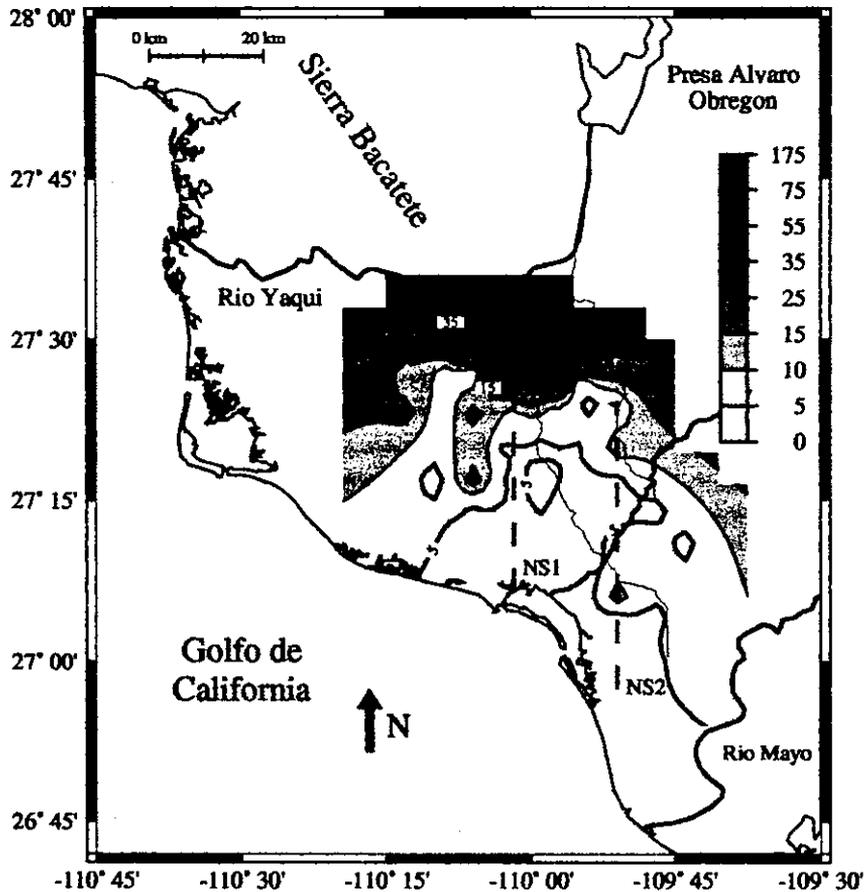


Fig. 9: Mapa de isoresistividades para una profundidad de 40m bajo el nivel del mar. Valores en Ωm . Las isolíneas de $5\Omega\text{m}$ y de $15\Omega\text{m}$ se recalcan para la interpretación.

4.1.2. Calidad del agua e intrusión de agua de mar

La presencia de paleocanales caracterizados por sus materiales con mayores permeabilidades, facilitan el paso de los distintos fluidos como aguas con altos contenidos de sólidos totales disueltos. Esto incluye aguas salobres y/o saladas provenientes del mar en forma de la intrusión salina. Las zonas más afectadas por la intrusión salina se podrán por lo tanto relacionar con la presencia de dichos paleocanales.

La decreciente calidad del agua en el acuífero es de mucha importancia en el Valle del Yaqui ya que un número considerable de pozos comenzaron a producir agua de mala calidad, no apropiada para el riego. La mezcla de agua de salobre con agua dulce es una práctica común en el distrito de riego para disminuir la concentración de sólidos totales disueltos (STD). Altos contenidos de TDS pueden ser debidos a la infiltración del agua de riego y/o a la mezcla del agua fresca del acuífero con el agua de mar. Aguas con concentraciones de STD menores a 1000 mg/l pueden ser consideradas como frescas (Freeze y Cherry, 1979). Marín *et al.* 1996 propusieron un factor de proporcionalidad de entre $1.07 \cdot 10^{-3}$ y $1.43 \cdot 10^{-3}$ mmhos-l/cm-ppm según el tipo de familia de agua para la conversión entre conductividad y STD para el caso de un acuífero cercano al estudiado, el acuífero del Valle de Hermosillo, Sonora. Basado en este dato, una estimación de las resistividades como función de la calidad del agua resulta en valores de entre 7.0 y 9.4 Ω m de resistividad para 1000 mg/l de TDS, mientras que la resistividad de 5 Ω m corresponde a aguas con aproximadamente 1400 a 1900 mg/l STD. La siguiente discusión acerca de la intrusión de agua de mar está basada en la isolínea de 5 Ω m ya que las aguas con resistividades menores a este valor pueden ser consideradas con cierta seguridad como no apropiadas para el riego debido a su alto contenido de STD. De esta forma se puede suponer que los volúmenes del acuífero entre la costa y la línea de 5 Ω m se encuentran invadidos por aguas salobres y/o saladas no apropiadas ni para el uso de agua potable ni agrícola. La línea de 5 Ω m en el perfil NS1 (Fig. 6) muestra pronunciadas formas de lengüetas ('fingering'). Las distancias que alcanzan dentro del continente desde la costa van de pocos kilómetros a una profundidad de 70 metros hasta 20 km a una profundidad de 40 metros aproximadamente. Para profundidades mayores a 100 metros la distancia desde la costa es entre 10 y 15 km. El perfil NS2 (Fig. 8) muestra el mismo 'fingering', pero aquí presenta una configuración diferente a la de NS1. La línea de 5 Ω m alcanza distancias tierra adentro de hasta 35 km,

invadiendo una zona de aproximadamente 10 km de extensión y 80 metros de profundidad. Esta zona está conectada a la zona de agua de baja resistividad cerca de la costa tan solo por un canal relativamente delgado a una profundidad de 25 m. Otra zona con resistividades menores a $5 \Omega\text{m}$ puede ser observada en la misma figura en la parte inferior izquierda del perfil a profundidades mayores a 110 m. Aún cuando esta zona no muestra una conexión directa con la descrita anteriormente sobre este perfil, dos posibles puntos de conexión son posibles de ocurrir. Uno con la zona de invasión hacia las profundidades menores y el otro en una dirección horizontal a una profundidad de 150 m hacia la zona de baja resistividad cerca de la costa. Los mapas de resistividad (Figs. 9 y 10) ilustran el mismo 'fingering' explicado anteriormente pero ahora en planta. Las zonas de baja resistividad descritas anteriormente pueden ser apreciadas en la parte central del mapa de 40 metros (Fig. 9).

A una profundidad de 70 metros, áreas extensas se encuentran invadidas por el agua salobre con excepción de unos espacios aislados en la parte cenral-norte del área de estudio (Fig. 10). La zona de invasión para una profundidad de 180 m (Fig. 7) tiene una geometría diferente a la de la profundidad de 40 m. Se observan dos áreas de invasión, la primera en la parte central y la segunda en la parte occidental de la zona de estudio. Estas zonas están interconectadas entre si en la cercanía de la costa, pero separadas por un área de resistividades elevadas tierra adentro.

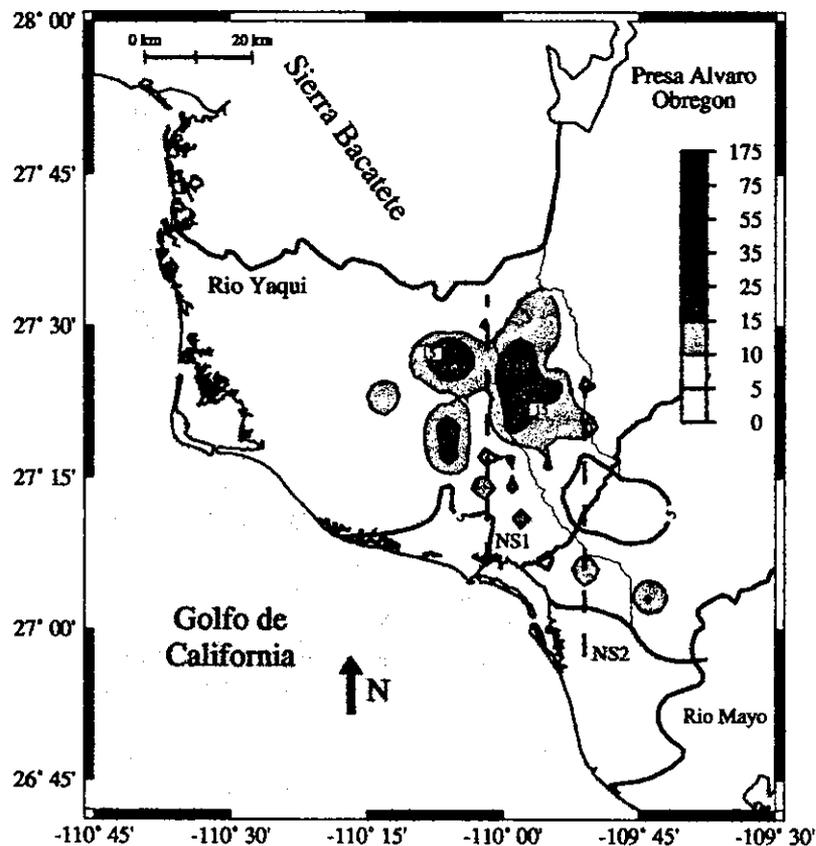


Fig. 10: Mapa de isoresistividades para una profundidad de 70m bajo el nivel del mar. Valores en Ωm . Las isolíneas de $5\Omega\text{m}$ y de $15\Omega\text{m}$ se recalcan para la interpretación.

El perfil NS1 (Fig. 6) muestra una zona de alta resistividad a profundidades entre 0 y los 40 m con una extensión horizontal de aproximadamente 10 km. La misma zona puede ser observada en planta en la Figura 9 en la parte norte del área de estudio. Esta zona presenta isolíneas de resistividad con un alto gradiente en su parte inferior. Esta zona coincide espacialmente con una capa de conglomerados de gran extensión identificada por González *et al.*(1997). Esta capa esta caracterizada por una permeabilidad elevada con respecto a la de los

alrededores. Estudios realizados en zonas de alta permeabilidad sugieren gradientes altos en las concentraciones de STD en el agua subterránea dentro de un intervalo delgado de profundidad lo cual implica una aguda interface entre agua dulce y salobre (Moore *et al.*, 1992; Marín, 1990; Steinich y Marín, 1996).

A partir de los datos de resistividad, se analizó el comportamiento espacial de la curva de resistividad de $5\Omega\text{m}$. Esta curva se consideró representativa de un límite tierra adentro del volumen del acuífero invadido por aguas salobres y/o saladas. Este cuerpo de intrusión de agua de mar se caracteriza por tener una forma tridimensional compleja. El volumen del acuífero invadido por aguas del mar alcanza en el continente distancias de hasta 35 km. Así mismo el agua salobre se propaga con mayor facilidad en aquellas zonas en donde los materiales sean de mayor permeabilidad.

4.1.3. Subzonas del acuífero y geometría

La geometría de la parte del acuífero invadida por el agua de baja resistividad está determinada por los cuerpos de alta resistividad, interpretados como zonas de baja permeabilidad en la sección 4.1.1. Las figuras mostradas en las dos secciones NS1 y NS2 (Figs. 6 y 8, respectivamente) implican que la geometría de estos cuerpos puede ser compleja espacialmente, pero puede ser mapeada con los datos de resistividad presentados en este trabajo. Basado en la localización de esos cuerpos, subzonas del acuífero pueden ser identificadas lo cual conlleva a una descripción de la geometría del mismo. En el presente trabajo no existen datos disponibles para determinar la localización del límite inferior del acuífero. La interpretación de los datos de resistividad presentados en este estudio muestran que no hay un límite general en los primeros 200 m de profundidad (profundidad de investigación en el presente trabajo). El perfil NS2 muestra una capa casi horizontal a una profundidad de 180 m. Su identificación como el límite inferior del acuífero no es posible dado la profundidad de investigación del trabajo el

cual es de aproximadamente de 200m. Esta capa presenta una gran extensión en planta como puede ser observado en la parte oriental de la Figura 7. Para esta zona, la profundidad de 180 m puede ser considerada como el límite inferior a nivel local. Sin embargo, en la parte restante del área de estudio no se encontraron indicaciones de la presencia de una capa impermeable que pudiera actuar como límite inferior.

Varios cuerpos que impiden el flujo y/o la propagación del agua de mar tierra adentro fueron descritos en las secciones 4.1.1 y 4.1.2. Una capa casi horizontal de extensiones tanto horizontal como vertical considerables pueden ser observadas en el perfil NS1 (Fig. 6) y en el mapa de 180 m (Fig. 7), en la porción oeste del área de estudio. Junto con la capa horizontal en la porción este del área de estudio (Fig. 7), esta capa direcciona la propagación del agua de mar a esta profundidad, hacia un canal de alta permeabilidad de 10 km de extensión con una dirección norte-sur. A profundidades entre 40 y 140 m, dos cuerpos que delimitan una zona de alta permeabilidad fueron identificados (Fig. 8). La comparación con el mapa de resistividad de 70 m de profundidad (Fig. 10) muestra una banda paralela a la costa en la parte sur del área de estudio que corta la conexión con el mar a esta profundidad, resultando en una zona de invasión aislada atrás de ella, pero con buena conexión a una profundidad de 40 m (Fig. 9). La parte central del área de estudio está ocupada por material de baja permeabilidad que reduce la extensión de la zona de alta permeabilidad, invadida por el agua de mar a esta profundidad, a un área relativamente pequeña cerca de la costa. El mapa de 40 m (Fig. 9) muestra que solo la porción oriental de este cuerpo de baja permeabilidad prevalece, mientras que la parte central favorece el avance del agua de baja resistividad. La porción norte fue propuesta por González *et al.*(1997) como un cuerpo de conglomerados. Aquí se propone que los diferentes cuerpos de altas y bajas permeabilidades son equivalentes a las unidades hidroestratigráficas del acuífero del Valle del Yaqui, ya que ellos delimitan y facilitan la propagación

de la intrusión del agua de mar en el sistema, tanto en la dirección horizontal como en la vertical. Asimismo, las secciones y mapas, muestran que la geometría del sistema es complicada tridimensionalmente y está determinada por las variaciones que se presentan en la permeabilidad. Los datos de resistividad en el presente trabajo no definieron un límite inferior del acuífero, a excepción de una zona al sureste del área de estudio, en donde una capa de baja resistividad puede ser considerada como una zona de baja conductividad hidráulica que actúe como un límite local.

Se observó que los resultados obtenidos en esta sección no concuerdan con la zonificación hidrogeológica presentada por Gonzalez *et al.* 1997, debido a que ese trabajo constituye un estudio de carácter regional, mientras que el presente constituye un estudio a un nivel más local.

4.2. Impacto antropogénico en el acuífero del Valle del Yaqui

4.2.1. Manejo agrícola

El manejo del agua de riego en el Valle del Yaqui se basa en un sistema doble de canales. Los canales de agua de riego distribuyen el agua superficial del río Yaqui a lo largo del distrito mientras que un conjunto de canales de drenaje reciben el desagüe de los campos cultivados. Los canales de drenaje asumen adicionalmente una función hidrogeológica manteniendo el nivel freático a una determinada profundidad con el fin de disminuir la evaporación y prevenir de esta manera la salinización del suelo (González, comunicación personal). La profundidad de estos canales es del orden de 10 metros. Debido a su presencia, una zona de baja saturación del mismo espesor ha sido inducida artificialmente. La parte superior de esta zona de baja saturación alberga todas las actividades relacionadas con la agricultura. La capa de baja saturación interrumpe la conexión hidráulica directa entre la superficie y el acuífero. La manutención de la capa de baja saturación, es una tarea fundamental para el manejo agrícola en el distrito de riego y su modificación y/o destrucción ponen en peligro el éxito de las actividades agrícolas en el Valle del Yaqui.

4.2.2. La capa de baja saturación

En los perfiles de resistividad se observa una capa caracterizada por tener resistividades mayores a $15\Omega\text{m}$. Esta capa ha sido interpretada como la capa que tiene una menor saturación con respecto a las capas que la subyacen y suprayacen respectivamente. Hacia abajo está seguida por una capa que presenta resistividades de menos de $10\Omega\text{m}$ que fue interpretada como la zona saturada del acuífero (Figs

11, 14 y 15). Puede observarse en estas figuras que la capa de baja saturación cambia considerablemente en sus características a lo largo del área de estudio. Su límite inferior varía entre 10 m en el perfil P1 (Fig. 11) y aproximadamente 3 m abajo de la superficie en el perfil P3 (Fig. 14). El límite superior se encuentra por lo general a aproximadamente 2 m abajo de la superficie del terreno (Fig. 14), pero puede además coincidir con la superficie (Fig. 11). El espesor de la capa de baja saturación está determinado por las profundidades de estos límites y alcanza valores máximos de 10 m (Fig.11). Los perfiles de resistividad presentados anteriormente además muestran que la zona con mayor resistividad puede inclusive desaparecer en algunos lugares.

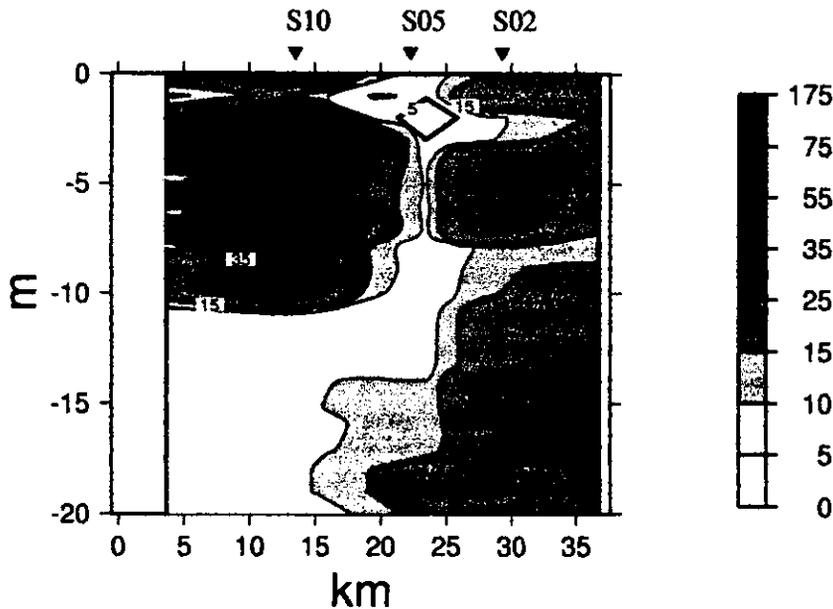


Fig. 11: Sección P1 de resistividad contra profundidad. Valores en Ωm . Las isoclinas de $5\Omega m$ y de $15\Omega m$ se recalcan para la interpretación. Nótese exageración vertical de $1900x$.

La Figura 12 muestra el mapa de resistividad a una profundidad de 3 m por debajo del nivel de la superficie del terreno.

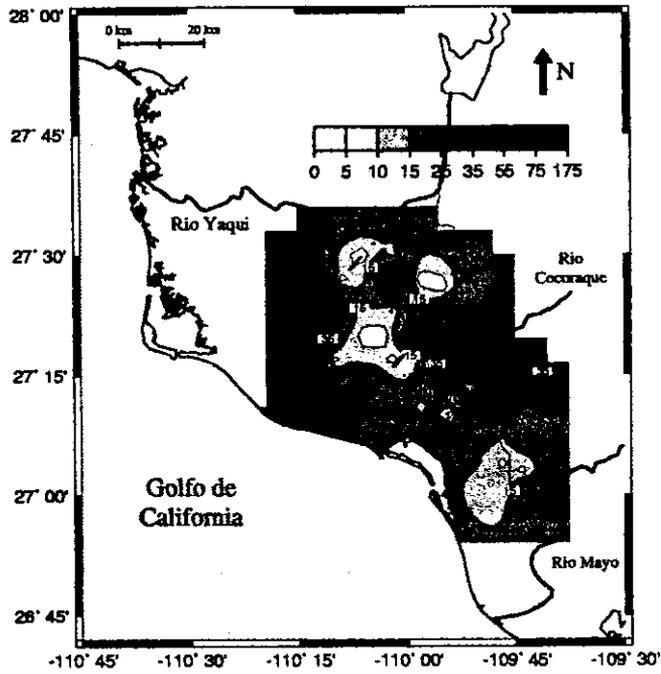


Fig. 12: Mapa de isoresistividades para una profundidad de 3m bajo el nivel topográfico. Valores en Ωm . Las isolíneas de $5\Omega m$ y de $15\Omega m$ se recalcan para la interpretación.

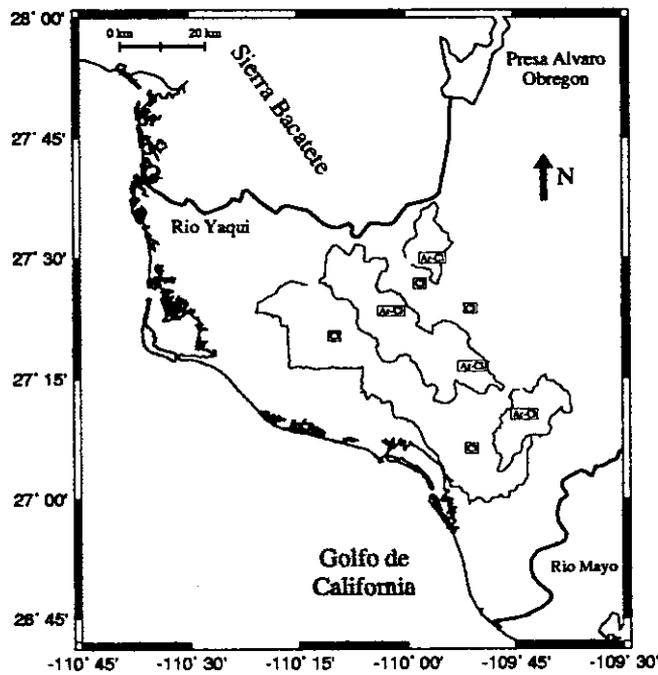


Fig. 13: Mapa de litología predominante en la zona vadosa: Cl-arcilla; Ar-Cl arenas predominantes con algunas arcillas (Modificado de Encinas-Yepis (1998)).

Esta visualización horizontal muestra que la capa con saturación baja se extiende ampliamente dentro del área de estudio, sin embargo, por lo menos un par de puntos en donde la resistividad disminuye fueron identificados en la región central del Valle, que es la más activa en actividad agrícola. Este decremento en la resistividad puede indicar una alteración y/o la desaparición de la capa de baja saturación. La función de esta capa de baja saturación es doble: interrumpe la conexión hidráulica directa entre la parte agrícola activa y la parte saturada del acuífero, y actúa de esta forma como una barrera limitando el flujo hacia abajo, previniendo de la infiltración de contaminantes inorgánicos que se originan de las actividades agrícolas. Por otro lado la existencia de esta capa resulta en el decremento de la evaporación de las partes superiores del acuífero por medio del mantenimiento del nivel freático a una determinada profundidad. La alteración y/o la desaparición de la capa de baja saturación observada en algunos lugares (Figs. 11, 14 y 15) puede por lo tanto destruir el modelo de estratificación de saturación artificialmente mantenido, que es esencial para el éxito de las diversas actividades agrícolas por un lado, y para limitar la contaminación del acuífero por los desechos de los cultivos. Comparando el mapa de isoresistividades a una profundidad de 3 metros con un mapa de litología predominante para la zona vadosa (Encinas-Yepis, 1998; Fig. 13), se puede apreciar una correlación de los lugares en donde disminuye la resistividad con zonas en donde predominan arenas con arcillas.

La correlación entre ambos mapas se puede distinguir en la parte central del área de estudio extendiéndose hacia el norte en donde encontramos resistividades de menos de 15 Ω m. Esta región en donde hay correlación corresponde a la zona Ar-Cl mostrada en el mapa de la zona vadosa (Fig. 13). Esta zona de menor resistividad que se extiende de norte a sureste, que se encuentra entre dos zonas de mayor resistividad a los extremos este y oeste, está asociada a la presencia de materiales arenosos (Ar-Cl en la Fig. 13). Así mismo se pueden

distinguir otros dos lugares en donde la resistividad disminuye ante la presencia de materiales arenosos. Estas dos zonas están localizadas en la región al sureste del río Cocoraque y la porción localizada al noreste del área de estudio. En cuanto a la zona al noreste cabe mencionar que se encuentra separada de la otra zona de baja resistividad por una pequeña zona en donde la resistividad aumenta, que está asociada a una zona con contenido predominantemente arcilloso (C1 en la Fig. 13).

De esta forma, la alteración de la capa de baja saturación se presenta en aquellos lugares en donde la litología es de grano más grueso, correspondiente a las arenas. Del mapa de resistividad de la Figura 12, se puede observar que la zona de resistividades mayores corresponde a aquellos lugares (Fig. 13) con un contenido arcilloso.

La presencia de materiales arenosos y materiales arcillosos es un factor importante para la alteración de la capa de baja saturación debido a que ante la presencia de materiales arcillosos, la permeabilidad será menor, lo que impedirá el fácil flujo de fluidos. De esta forma, al estar la resistividad del modelo dominada por la resistividad del fluido saturante, a su vez en función de la calidad del agua (Salama *et al.*, 1994; Saarenketo, 1998; Kelly *et al.*, 1988), aquellas zonas con granulometría más gruesa serán las más propensas al almacenamiento y al transporte de agua, que puede o no ser de mala calidad.

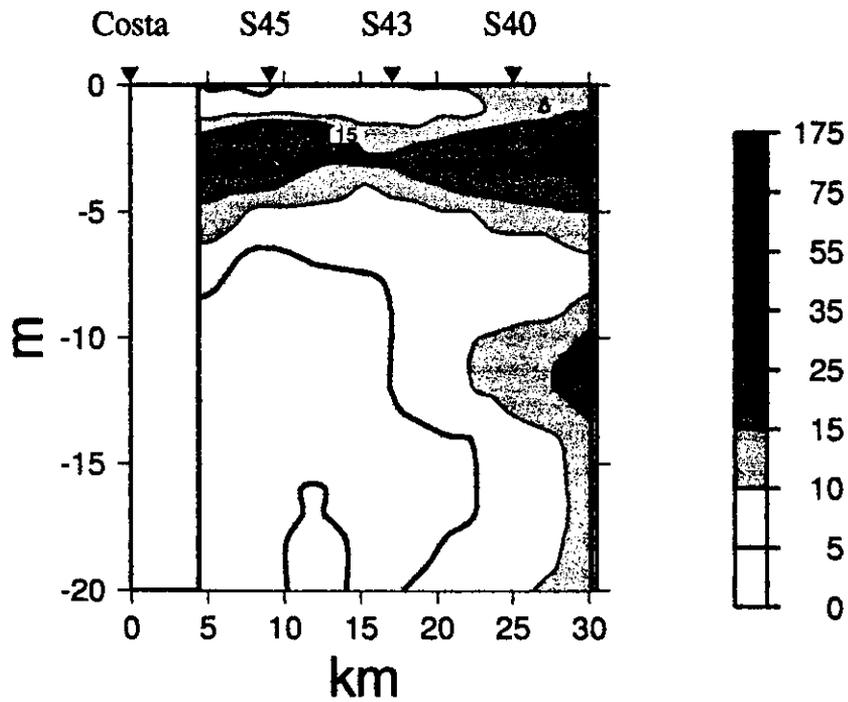


Fig. 14: Sección P3 de resistividad contra profundidad. Valores en Ωm . Las isólineas de $5\Omega\text{m}$ y de $15\Omega\text{m}$ se recalcan para la interpretación. Nótese exageración vertical de 1900x.

La capa presentada en este subtema que tiene resistividades mayores presenta una correlación con aquellas zonas en donde la permeabilidad del medio poroso disminuye. Estas zonas de menor permeabilidad están asociadas a la presencia de arcillas en la zona vadosa. Asimismo, en las secciones y mapas presentados se puede observar que las zonas en donde la resistividad disminuye corresponden a zonas con materiales arenosos que son capaces de favorecer el flujo de fluidos en el medio. Los decrementos en la resistividad observados están por tanto asociados a la presencia de fluidos con resistividades menores, en aquellas zonas en donde la permeabilidad es mayor. Estas zonas de menores resistividades y mayores permeabilidades constituyen las zonas más susceptibles para la alteración de la

capa de baja saturación debido a su capacidad de transportar y almacenar fluidos que quizás no sean de buena calidad. En cuanto a la geometría de esta capa, su límite inferior se encuentra entre 3m y 10m de profundidad. Su límite superior puede ir desde los dos metros de profundidad, hasta la superficie del terreno.

4.2.3. Alteración de la capa de baja saturación

Hay distintas formas por las cuales la capa de menor permeabilidad se puede alterar o inclusive desaparecer. Considerando el bajo espesor de la capa, la destrucción puede llevarse a cabo mecánicamente, e.g. al construir carreteras, por pozos abandonados que crean una conexión hidráulica directa entre la superficie y el acuífero, etc. Este tipo de alteración mecánica dentro de los primeros metros es de carácter local y sus efectos deben tomarse en cuenta durante la planeación de proyectos de infraestructura y/o el mantenimiento de los ya existentes. Sin embargo, el tipo y la extensión de la alteración de la barrera que limita el flujo hacia abajo desde la superficie, como se observa en los mapas y secciones, no es probable que sea debido a procesos locales y mecánicos, sino más bien a un proceso regional y de mayor extensión temporal. El agua de riego en el Valle es el resultado de la mezcla de agua de los ríos Yaqui y Cocoraque, y agua subterránea proveniente de los pozos. La calidad del agua para uso agrícola depende de la cantidad y cantidad del agua subterránea y superficial que son mezcladas. El volumen de agua subterránea usada es función principalmente de las condiciones climáticas, e.g. la cantidad de precipitación que controla la disponibilidad de agua superficial y que varía de una temporada de lluvias a otra. La calidad del agua subterránea, sin embargo, se ha estado deteriorando por la presencia de la intrusión de agua de mar observada en algunas partes del sistema (ver sección 4.1.2) hasta 35 km tierra adentro y a profundidades de hasta 200 m. Las Figuras 15 y 16 demuestran que hay un cuerpo extenso con resistividades menores a $5 \Omega\text{m}$ las cuales constituyen la parte saturada del acuífero ya afectadas por la presencia

de la intrusión marina. Este cuerpo de baja resistividad alcanza profundidades tan someras como de 7 m, y en el caso del perfil P2 (Fig 15), se extiende hasta 30 km tierra adentro por abajo del sondeo S20. Es por ende importante mencionar que la extracción de agua en estas regiones resulta en la irrigación con agua salobre.

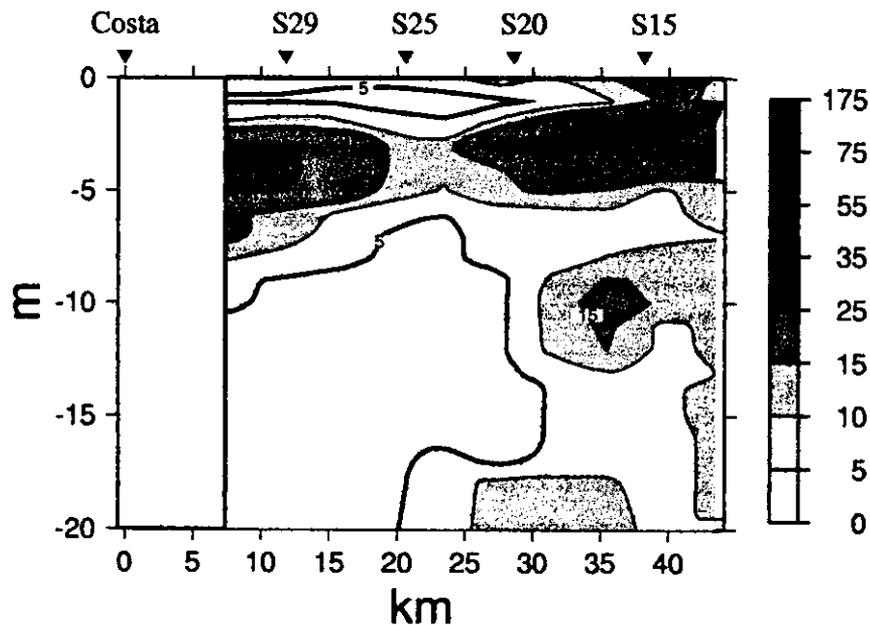


Fig. 15: Sección P2 de resistividad contra profundidad. Valores en Ωm . Las isólineas de $5\Omega\text{m}$ y de $15\Omega\text{m}$ se recalcan para la interpretación. Nótese exageración vertical de 1900x.

4.2.4. Salinización del suelo

Junto con la intrusión de agua de mar en avance, la calidad del agua mezclada usada para irrigación tiende a disminuir y el riego con ella es una práctica que se está incrementando constantemente. Magaritz y Nadler (1993) estudiaron la acumulación de sales en una serie de perfiles en zonas que fueron expuestas a la irrigación con aguas salobres. Ellos encontraron que las sales se estaban acumulando en los primeros tres a seis metros dependiendo de los iones involucrados. Estos valores son comparables con las profundidades observadas en esta sección

de este trabajo para la capa de baja saturación. De igual forma, Cámara-Durán (1994) realizó estudios de acumulación de sales en el Valle del Yaqui, encontrando que la mayor acumulación se presenta en los primeros metros del subsuelo. El límite superior de la capa de resistividad alta por lo general no coincide con la superficie. Las figuras mostradas anteriormente muestran un considerable decremento en las resistividades con valores menores a $10 \Omega\text{m}$ en los primeros dos metros debajo de la superficie. También se puede ver en la Figura 15 que los valores de la resistividad pueden alcanzar valores tan bajos como de $5 \Omega\text{m}$. El mapa de resistividad de un metro (Fig. 16) muestra que estas bajas resistividades cerca de la superficie abarcan una gran extensión en el área de estudio. Sin embargo, esta misma figura muestra que las resistividades obviamente aumentan como función de la distancia desde la línea de costa.

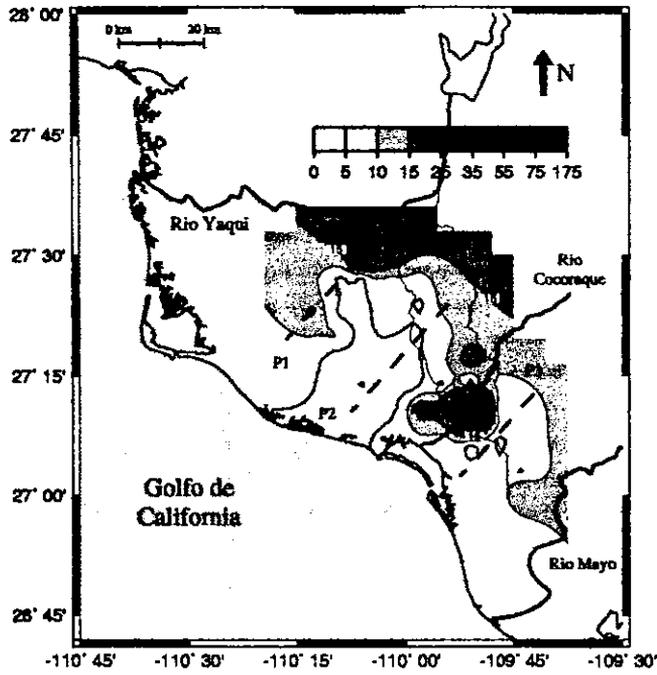


Fig. 16: Mapa de isoresistividades para una profundidad de 1m bajo el nivel topográfico. Valores en Ωm . Las isolíneas de $5\Omega m$ y de $15\Omega m$ se recalcan para la interpretación.

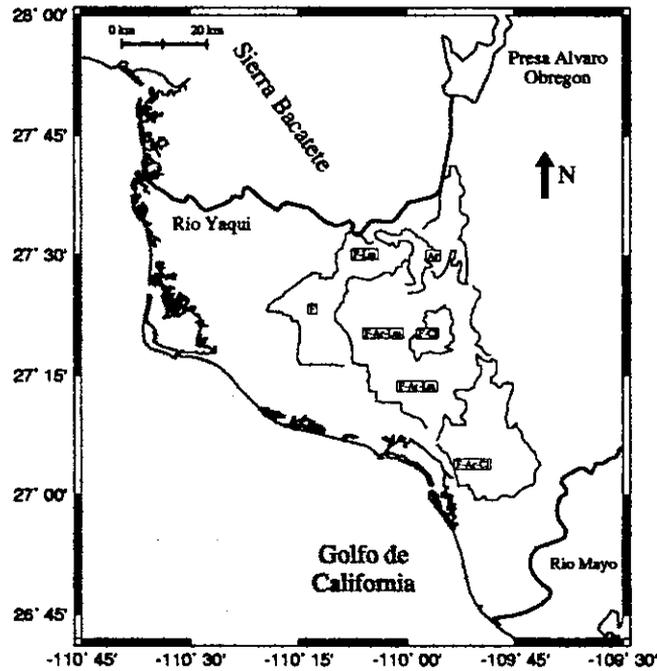


Fig. 17: Mapa de suelos en el Valle del Yaqui: F-CI suelo con arcillas ; F-Lm suelo con contenido de limos; Ar arenas; F-Ar-CI suelo predominantemente arenoso; F suelo franco; F-Ar-Lm franco arenolimoso (Modificado de Encinas-Yepis, 1998).

La calidad del agua de riego está directamente relacionada con la calidad del agua subterránea. En este trabajo se propone que el que las resistividades bajasen en los primeros dos metros del perfil pueden ser explicadas como zonas en donde se han acumulado sales. Esta tendencia general es interrumpida a lo largo del paso del río Cocoraque, que constituye un importante canal de drenaje en el Valle, en donde no se observan las bajas resistividades observadas en las otras zonas. Cámara-Durán (1994) establece que una de las formas principales en que se puede evitar el fenómeno de salinización es por medio de drenes, que al transportar las aguas de baja calidad, evitan la acumulación de sales en los distintos cultivos. De esta forma, la interrupción de la tendencia de baja resistividad, se explica con el hecho de que al tener un mejor drenaje en esa zona, se evita la acumulación de sales, lo que conlleva que haya resistividades mayores. Esta situación es reflejada en el mapa de resistividades para la capa cercana a la superficie (Fig 16). Se puede observar del mapa de resistividad, que hay dos grandes regiones que presentan resistividades menores a $5\Omega m$, localizadas en la parte central y la parte sur del área de estudio. Asimismo estas zonas se encuentran al noroeste y al sureste del río Cocoraque. Estas regiones de bajas resistividades se interpretan como aquellas zonas en donde hay problemas de salinización. Los perfiles de resistividad y los mapas presentados sugieren que la capa afectada por la salinización se extiende a lo largo de los primeros dos metros debajo de la superficie (Figs. 15 y 16). La comparación de los mapas de uno y tres metros muestra sin embargo, que en las regiones más afectadas, resistividades bajas pueden ser encontradas hasta profundidades de tres metros.

Un problema que surge al interpretar datos tan someros en este tipo de depósitos es el de la presencia de materiales arcillosos que pudieran complicar la interpretación. Al correlacionar el mapa de resistividad para la profundidad de 1 metro con el mapa de suelos (Fig. 17) se observa que hay correlación entre ambos a nivel general.

Al analizar el mapa de suelos, con el mapa de resistividad a un metro de profundidad, se distingue que la zona de mayor cobertura con resistividades bajas, corresponde a una zona en donde hay fundamentalmente suelos con mayor contenido de arenas. Esto se presenta en la parte central, y en la parte localizada al suroeste del área de estudio. Estas dos regiones pueden observarse en el mapa de suelos (Fig. 17) en la porción central de gran extensión (zona F-Ar-Lm) que se caracteriza por tener un pequeño cuerpo de materiales arcillosos (F-Cl) en el centro, y en la porción suroeste constituida por materiales arenosos (F-Ar-Cl). Por otro lado la zona con resistividades mayores a $15\Omega\text{m}$ (Fig. 16), localizada al norte, corresponde a suelos que presentan un mayor contenido de arcillas y limos (F-Lm). Aquellas zonas en el mapa de resistividad con valores menores a $5\Omega\text{m}$ corresponden a zonas en donde el contenido sedimentológico es predominantemente arenoso. Con esto se puede llegar a la conclusión de que las resistividades bajas están concentradas en lugares en donde los materiales contienen más arenas, que facilitan el transporte de los distintos fluidos. Esto conlleva, que al tener materiales en donde el contenido de agua y la permeabilidad son mayores, la resistividad, dominada por el fluido saturante (Saarenketo, 1998) va a ser menor. La porción al suroeste del área de estudio no cumple con lo anterior, encontrando que suelos con un mayor contenido de arcillas, materiales más finos de menor permeabilidad, también presentan resistividades bajas. Esto puede deberse a que la calidad del agua de riego en esa zona es mucho menor debido a su lejanía de los canales de distribución bajo y alto. Esto en parte podría explicar que en esa zona materiales de menor permeabilidad exhibieran resistividades bajas. Es importante destacar que la resistividad del modelo cuando tenemos presencia de arcillas va a ser principalmente afectada por la resistividad del agua en el medio poroso. La presencia de fenómenos de acumulación de sales tanto en la región saturada, como en los suelos ha sido documentada por Cámara-Durán (1994) en donde hace un análisis de la acumulación con respecto a los distintos meses del

año. Es importante mencionar que los meses en donde el contenido de sales aumentó notablemente son Marzo y Abril, meses durante los cuales se llevaron a cabo los sondeos eléctricos para el presente trabajo, lo cual sustenta la hipótesis de que los datos de resistividad en este trabajo están mapeando fenómenos de salinización.

En el Valle del Yaqui hay zonas que presentan importantes decrementos de la resistividad que alcanzan valores menores a los $5\Omega m$. Estas zonas se localizan en la parte central del valle y en la porción suroeste localizada al sur del río Cocoraque. Estas zonas fueron correlacionadas con aquellas zonas en donde se presentan materiales con un mayor contenido predominante de arenas. La presencia de estos materiales arenosos a su vez nos indica la presencia de un medio de mayor permeabilidad que al transportar más fácilmente los fluidos, puede a su vez transportar un mayor contenido de sólidos totales disueltos. El transporte de estos fluidos con alto contenido de sales, provenientes del agua extraída de partes del acuífero afectadas por la intrusión salina, y su cercanía a la superficie con condiciones climáticas áridas, ocasiona la acumulación de sales. Estas zonas de bajas resistividades constituyen lugares en donde hay fenómenos de salinización. Aquellas regiones en donde la resistividad es mayor, corresponden a zonas con un mayor contenido de arcillas y un consecuente decremento en la permeabilidad.

5. Conclusiones

Basándose en 50 sondeos eléctricos verticales se realizó un estudio geoelectrico del acuífero del Valle del Yaqui, Sonora. Las resistividades predominantes en el área de estudio son de menos de $100\Omega\text{m}$ con algunas excepciones.

— El uso tanto de mapas como de secciones de resistividades permitió delimitar tanto en sentido vertical como en horizontal distintos cuerpos de baja resistividad los cuales han sido interpretados como zonas de alta permeabilidad (paleocanales). Esto es consistente con la geología regional ya que se identificaron cuerpos de intrusión de agua de mar que fueron mapeados empleando la isolínea de resistividad de $5\Omega\text{m}$.

— Las secciones y los mapas indicaron que la intrusión salina fluye a través de los paleocanales limitados espacialmente por cuerpos de menor permeabilidad. La interpretación de la línea de $5\Omega\text{m}$ implica la presencia de agua salobre en el acuífero hasta 35 km tierra adentro en la porción central del área de estudio a una profundidad de aproximadamente 40m.

— El volumen del acuífero invadido por la intrusión salina representa una estructura tridimensional compleja con diferentes subzonas interconectadas a diferentes profundidades. Entre 40 y 140 metros de profundidad se identificó un cuerpo de baja permeabilidad que funge como una barrera hidrogeológica para el avance de la intrusión salina a esta profundidad. Sin embargo, la zona que está ubicada atrás de este cuerpo ha sido invadido por la intrusión salina desde arriba.

— Se propone que para la zona de estudio, las zonas de baja o alta permeabilidad representan las unidades hidroestratigráficas, de las cuales su distribución es importante ya que con ella se pueden identificar las zonas del sistema más vulnerables a la intrusión salina.

Con el uso de la información obtenida de los modelos de resistividad, se estudió la distribución de la resistividad en los primeros metros del perfil, zona que alberga

las actividades agrícolas del distrito de riego.

— Se plantea un modelo de tres capas en los primeros 20 metros en el cual la primera capa es de baja resistividad y tiene un espesor de hasta tres metros, seguida por una capa de mayor resistividad interpretada como una capa con menor saturación. Esta capa, mantenida artificialmente por un sistema de canales de drenaje distribuidos en el Valle del Yaqui, alcanza espesores de hasta 10m. Finalmente, la tercera capa de este modelo está constituida por el acuífero mismo (zona saturada).

— La capa de baja saturación es esencial para el manejo agrícola en el distrito de riego ya que interrumpe la conexión hidráulica directa entre la superficie y el acuífero, dificultando de esta forma la infiltración de contaminantes inorgánicos. Además esta capa mantiene el nivel freático a una determinada profundidad con el propósito de evitar la evaporación excesiva que se lleva a cabo en regiones áridas como el Valle del Yaqui. De esta manera se intenta limitar la acumulación de sales disueltas en el agua de poro. Este sistema ha sido aplicado desde el comienzo de las actividades agrícolas en el Valle. Sin embargo, la presencia de la capa de menor resistividad en la parte superior del modelo indica que este sistema de estratificación de la saturación está sufriendo un proceso de alteración que pudiera perjudicar seriamente las actividades agrícolas.

— La presencia de bajas resistividades en los primeros tres metros se observa en aquellos lugares en donde se hace uso de agua salobre para irrigación. Esta agua de mala calidad se presenta cerca de la costa y es debida a la mezcla de agua superficial con agua subterránea obtenida de pozos afectados por la intrusión salina. Se observa que las resistividades no disminuyeron cerca del río Cocoraque en donde hay suficiente agua superficial fresca para el riego.

— Después de correlacionar los datos de resistividad en los primeros metros con mapas de suelos y geológicos se pudo comprobar que la resistividad en medios que presentan alto contenido de arcillas está más influenciada por el agua intersticial

que por la conductividad de las arcillas.

— La alteración de la capa de baja resistividad se observa en las regiones central y sureste del distrito de riego, y afecta profundidades de hasta tres metros bajo la superficie. Se propone que esta alteración se debe a efectos de salinización de las capas superficiales del subsuelo. La comparación del mapa de resistividades con el de la litología implica, que la salinización está más avanzada en zonas donde predomina el material arenoso sobre el arcilloso. En otros trabajos se han observado cambios bruscos en la concentración de sales dependiendo de la temporada. Sin embargo, para poder estudiar estos efectos, se requeriría un estudio con respecto al tiempo.

— La interpretación de los datos de resistividad preparados en secciones y mapas es de gran ayuda para la investigación de acuíferos aportando información tanto en sentido vertical como en planta. De esta forma unidades hidroestratigráficas tridimensionales y complejas pueden ser mapeadas. La información obtenida de esta manera además puede servir para determinar zonas que sean más propensas a ser afectadas por la intrusión salina o bien al flujo de contaminantes provenientes de la actividad humana de la superficie. Esta información es también de utilidad para la implementación de modelos de flujo subterráneo.

— En este trabajo además se mostró como esta información puede servir para determinar la presencia de procesos inducidos por la actividad agrícola como es el de la salinización. Cámara-Durán (1994) establece que la causa para el problema de la salinidad en el Valle del Yaqui es la deficiencia en sistema de drenaje que debería ser mejorado mediante el uso de drenaje entubado subterráneo. Trabajos como el presente pueden ser empleados para la correcta ubicación de este tipo de sistemas en zonas en donde la salinización sea mayor.

— El estudio presentado en este trabajo constituye una importante fuente de información sobre el acuífero que puede y debe ser empleada en conjunción con cortes litológicos, pruebas de bombeo y análisis fisico-químicos, para poder llevar

a cabo otros estudios como son la generación de modelos de flujo y modelos de transporte de contaminantes.

6. Literatura citada

- Anónimo, 1987.** Planeación del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas en el valle del Yaqui, Sonora, 2a. parte. *Instituto Tecnológico de Sonora y Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, 87 pp*
- Bond, L. y J. D. Bredehoeft, 1987.** Origins of sea water intrusion in a coastal aquifer- a case study of the Pajaro Valley, California. *Journal of Hydrology, 92: 363-388.*
- Cámara-Durán, O. A., 1994.** Impacto de la agricultura bajo riego sobre la calidad del agua: caso del Valle del Yaqui, Sonora. *Ingeniería Hidráulica en México, IX(3): 57-71.*
- Canales, A.G, 1986.** Planeación del uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas en el valle del Yaqui, Sonora, 1era. parte. *Instituto Tecnológico de Sonora y Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, 43 pp.*
- CNA, 1997.** Condiciones geohidrológicas de los principales acuíferos de la República Mexicana (1997). *Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Mapa, 1era. edición*
- Collins, M. A. y L. W. Gelhar, 1971.** Seawater intrusion in layered aquifers. *Water Resources Research, 7(4): 971-979.*
- Encinas-Yepis, D. H., 1998.** Vulnerabilidad de la contaminación del agua subterránea del Valle del Yaqui, Sonora, México. *Tesis de Maestría, DIEP - ITSON, 116 pp.*
- Flores, E. L., J. O. Campos, R. E. Chavez y J. A. Castro, 1998.** Salt-water intrusion of the Costa the Hermosillo aquifer, Sonora, Mexico: A numerical simulation. *Geofísica Internacional, 37(3): 133- 151.*
- Freeze, A. y J.A. Cherry, 1979.** Ground Water. *Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 604 pp.*
- González Enríquez, R., 1993.** Evolución de la salinidad y contaminación

- por agroquímicos en el acuífero del Valle del Yaqui, Sonora, México. *Informe Final, Instituto Tecnológico de Sonora, Cd. Obregón, Sonora, México, 68 pp.*
- González, R., L.E. Marín y G. Córdova, 1997.** Hydrogeology and groundwater pollution of Yaqui Valley, Sonora, Mexico. *Geofísica Internacional, 36(1): 49-54.*
- Hendry M. J. y G. Buckland, 1990.** Causes of soil salinization: 1. A basin in Southern Alberta, Canada. *Ground Water, 28(3): 385-393.*
- Henry H. R., 1959.** Salt intrusion into fresh water aquifers. *Journal of Geophysical Research, 64(11): 1911-1919.*
- Hornbeck, R.W., 1975.** Numerical Methods. *Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, USA, 310 pp.*
- ICATEC, 1969.** Estudio Geohidrológico del Valle del Yaqui, Sonora (distrito de riego no. 41). *ICATEC Consultores y Secretaría de Recursos Hidráulicos, vol. 1, México, 175 pp.*
- INEGI, 1980.** Cartas topográficas 1: 250 000, (G12-2: Guaymas; G12-3: Ciudad Obregón). *Coordinación General del Sistema Nacional de Información, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México.*
- INEGI, 1993.** Estudio Hidrológico del Estado de Sonora. *Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, pp. 185.*
- Keller, G.V. y Frischknecht, F.C., 1966.** Electrical methods in geophysical prospecting. *Pergamon Press, Oxford, 517 pp.*
- Kelly, W. E., T. Gorman y B. Curtis, 1988.** Relationships between the unsaturated electric and saturated hydraulic properties of soils. *Journal of Hydrology, 109: 115-123.*
- Koefoed, O. 1979.** Geosounding Principles, 1: Resistivity Sounding Measurements. *Elsevier. Amsterdam. The Netherlands. 276 pp.*
- Magaritz M. y A. Nadler, 1993.** Agrotechnically Induced Salinization of Loessian Soils, N.W. Negev, Israel. *Ground Water, 31(3): 363-369.*

- Marín, L. E. 1990.** Field investigations and numerical simulation of ground-water flow in the karstic aquifer of Northwestern Yucatan, Mexico. *Ph.D. Thesis. Northern Illinois University, DeKalb, 183 pp.*
- Marín, L.E., B. Steinich, G. Velázquez, I. Simón, y R. González, 1996.** Caracterización geoquímica de los sistemas de flujo del Valle de Hermosillo, Sonora. *Informe Final, Instituto de Geofísica, UNAM, 74 pp.*
- McKenzie R.C., R.J. George, S.A. Woods, M.E. Cannon, D.L. Bennett, 1997.** Use of the Electromagnetic-Induction Meter (EM38) as a Tool in Managing Salinisation. *Hydrogeology Journal, 5(1): 37-50.*
- Moore, Y.H., Stoessell, R.K., y Easley, D.H. 1992.** Fresh-Water/Sea-Water Relationship Within a Ground-Water Flow System, Northern Coast of the Yucatan Peninsula. *Ground Water, 30(3): 343-350.*
- Mundo Molina, M.D. y P. Martínez Austria, 1994.** El cambio climático y sus efectos potenciales en los recursos hídricos y la agricultura del valle del Yaqui, Sonora (estudio preliminar indicativo). *Ingeniería Hidráulica en México, IX(1): 13-33.*
- O'Neill, D. J., 1975.** Improved linear filter coefficients for application in apparent resistivity computations. *Bull. Austr. Soc. Expl. Geophys., 6(4): 104-109.*
- Saarenketo, T., 1998.** Electrical properties of water in clay and silty soils. *Journal of Applied Geophysics, 40: 73-88.*
- Salama, R.B., G. Bartle, P. Farrington y V. Wilson, 1994.** Basin geomorphological controls on the mechanism of recharge and discharge and its effect on salt storage and mobilization - comparative study using geophysical surveys. *Journal of Hydrology, 155: 1-26.*
- Shimajima, E., R. Yoshioka y I. Tamagawa, 1996.** Salinization owing to evaporation from bare soil surfaces and its influences on the evaporation. *Journal of Hydrology, 178: 109-136.*

- Simón I., 1999.** Análisis de sensibilidad en la resistividad aparente en función de la saturación y calidad de agua para medios porosos: los casos de los Valles de Hermosillo y el Yaqui, Sonora. *Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 77 pp.*
- Simón I., B. Steinich y J. A. Chavarría, 1998.** Análisis de sensibilidad en curvas de resistividad aparente en medios porosos utilizando la ley de Archie. *Memorias, Trabajos Técnicos, Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Veracruz, México, pp. 1-3.*
- Steinich, B. y L.E. Marín, 1996.** Hydrogeological investigations in north-western Yucatan, Mexico, using resistivity surveys. *Ground Water, 34(4): 640-646.*
- Steinich, B., I. Simón Velázquez, J. A. Chavarría Villaseñor, 1997.** Estudio de la intrusión salina en la franja costera en el Valle de Hermosillo y El Sahuaral, Sonora. *Informe Final, Instituto de Geología, UNAM, 208 pp.*
- Yadav, G. S. y H. Abolfazli, 1998.** Geoelectrical soundings and their relationships to hydraulic parameters in semiarid regions of Jalore, northwestern India. *Journal of Applied Geophysics, 39: 35-51.*
- Wessel, P. y W.H.F. Smith, 1995.** New version of the Generic Mapping Tool released. *EOS Transactions, American Geophysical Union, 76: 329.*
- Zohdy, A.A.R., 1989.** A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics, 54(2): 245-253.*

Epílogo

Partes del presente trabajo han sido publicadas en revistas científicas internacionales, y además han sido presentadas en congresos científicos tanto nacionales como internacionales. Las publicaciones son:

1. **Steinich, B. y J.A. Chavarría, en prensa.** Determination of hydrogeological characteristics and mapping of the sea water intrusion of the Yaqui Valley aquifer, Sonora, Mexico. *Munawar, M. (ed.) The aquatic ecosystems of Mexico: environmental & toxicological assessment. ECOVISION World Monograph Series. S.P.B. Academic Publishers. Amsterdam*
2. **Chavarría, J. A. y B. Steinich, en arbitraje.** Studying salinisation of soils using resistivity surveys: the case of the Yaqui Valley irrigation district, Sonora, Mexico. *Journal of Arid Environments*

Las presentaciones en congresos son:

1. **Chavarría J.A. y B. Steinich, 1997.** Study of the hydrogeological consequences of the agricultural practices and sea water intrusion at the Yaqui Valley, Sonora, using geoelectrical soundings. *GEOS Boletín Unión Geofísica Mexicana, 17(4)*
2. **Chavarría J.A. y B. Steinich, 1998.** Geoelectrical Studies of the Sea Water Intrusion and Soil Salinisation at the Yaqui Valley, Sonora, Mexico. *EOS trans. AGU, 79(17), Spring Meet. Suppl., S101*