



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

**PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO  
EN INGENIERÍA**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ASIMILACIÓN MULTI-ESCALA DE LA  
CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN  
MEDIOS POROSOS**

**T E S I S**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

**DOCTOR EN INGENIERÍA**

HIDRÁULICA – APROVECHAMIENTOS HIDRÁULICOS

P R E S E N T A:

MANUEL MARTÍNEZ MORALES



**TUTOR:**  
DR. CARLOS A. ESCALANTE SANDOVAL

2011



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.

**JURADO ASIGNADO:**

Presidente: Dr. Gabriel Echávez Aldape

Secretario: Dr. Rodolfo Silva Casarín

Vocal: Dr. Carlos Escalante Sandoval

1er. Suplente: Dr. Jesús Gracia Sánchez

2do. Suplente: Dr. Paulo Salles Afonso de Almeida

Lugar donde se realizó la tesis:  
Facultad de Ingeniería.

**TUTOR DE TESIS:**  
Dr. Carlos Escalante Sandoval

---

FIRMA

## CONTENIDO

INTRODUCCIÓN .....	1
1. DEFINICIÓN DEL PROBLEMA.....	3
1.1. Problema de investigación.....	3
1.2. Objetivos de la investigación .....	5
Objetivo general:.....	5
Objetivos específicos.....	5
2. METODOLOGÍA .....	6
2.1. Marco general.....	6
3. MODELOS EN AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	8
3.1. Ecuaciones de flujo del agua subterránea .....	8
3.2. Ecuaciones de transporte de solutos en el agua subterránea .....	9
3.2.1. La Heterogeneidad del Subsuelo. ....	11
3.2.2. Determinación de Parámetros de Sistemas Heterogéneos.....	11
4. MÉTODOS DE ESCALAMIENTO .....	13
4.1. Escalamiento por medio de la definición de Darcy. ....	13
4.2. Escalamiento de conductividades en bloque.....	14
4.3. Promedio potencial (Power average).....	14
4.4. Método de disipación de energía.....	15
4.5. Métodos fractales .....	15
4.6. Método de wavelets.....	17
4.7. Método de los tubos de flujo.....	18
4.8. Método de renormalización .....	19
4.9. Método de renormalización simplificada.....	21
4.10. Escalamiento mediante renormalización simplificada.....	23
5. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	29
5.1. Localización del área de estudio .....	29
5.2. Fisiografía.....	30
5.2.1. Provincia Fisiográfica .....	30
5.2.2. Provincia Sierra Madre Occidental .....	31
5.2.3. Provincia Llanura Costera del Pacífico.....	33
5.3. Geomorfología.....	35
5.3.1. Caracterización geomorfológica.....	35
5.3.2. Unidades hidrogeomorfológicas .....	37
6. GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA .....	38
6.1. Geología.....	38
6.1.1. Contexto geológico regional.....	38
6.1.2. Estratigrafía .....	39
6.1.3. Geología estructural .....	44
6.1.4. Historia geológica.....	46
6.2. Geofísica: Transitorios electromagnéticos (TEM'S).....	48
6.2.1. Procesamiento de datos.....	48
6.2.2. Presentación de resultados.....	49
7. HIDROGEOLOGÍA.....	62

7.1. Unidades hidroestratigráficas y carácter del medio físico por donde fluyen las aguas subterráneas .....	62
7.1.1. Unidades hidroestratigráficas de medio fracturado .....	62
7.1.2. Unidades hidroestratigráficas de medio granular .....	63
7.1.3. Definición del sistema acuífero.....	65
7.1.4. Basamento hidrogeológico .....	67
7.2. Piezometría .....	69
7.3. Profundidad a los niveles freático y estático .....	69
7.3.1. Freatimetría (IMTA, 2002) .....	69
7.3.2. Profundidad al nivel estático.....	72
7.4. Configuración de elevación del nivel estático y red de flujo subterráneo .....	80
7.4.1. Comportamiento de la elevación de los niveles estáticos durante los últimos 7 años.....	81
7.4.2. Red de flujo de las aguas subterráneas .....	88
7.5. Evolución potenciométrica .....	90
7.6. Pruebas de bombeo (Definición e interpretación de parámetros hidráulicos del subsuelo .....	91
7.6.1. Interpretación de pruebas de bombeo por métodos convencionales.....	93
7.6.2. Interpretación de pruebas de bombeo mediante un método alternativo.....	99
7.7. Distribución de la transmisividad y conductividad hidráulica .....	101
7.8. Balance de aguas subterráneas .....	105
7.8.1. Definición del balance de aguas subterráneas.....	105
7.8.2. Área del balance de aguas subterráneas.....	105
7.8.3. Interrelación de los factores que intervienen en el balance de aguas subterráneas.....	106
7.8.4. Estimación de los parámetros que intervienen en el balance de aguas subterráneas.....	108
7.8.5. Aplicación y resultados del balance de aguas subterráneas .....	114
7.9. Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico .....	116
7.9.1. Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico .....	117
7.10. Modelación matemática del Acuífero del Río Mayo, Sonora .....	120
7.10.1. Diseño .....	121
7.10.2. Fuentes y/o sumideros .....	127
7.10.3. Calibración .....	129
8. CONCLUSIONES .....	142
9. RECOMENDACIONES .....	144
10. BIBLIOGRAFÍA.....	145

## ÍNDICE DE TABLAS Y FIGURAS

Tabla 3.1.	Valores típicos de conductividad hidráulica (Domenico y Schwartz, 1998).	12
Tabla 5.1.	Unidades hidrogeomorfológicas.	37
Tabla 6.1.	Distribución de unidades litológicas.	46
Tabla 6.2.	Zonificación georresistiva.	51
Tabla 7.1.	Características geológicas e hidrogeológicas generales del medio físico por donde fluyen las aguas subterráneas.	66
Tabla 7.2.	Variaciones en superficie (ha), de los niveles freáticos observados en diferentes años en el estrato 0–1.5 m, en el DR 038 Río Mayo.	72
Tabla 7.3.	Coordenadas de los aprovechamientos de aguas subterráneas.	92
Tabla 7.4.	Resultados de las pruebas de bombeo interpretadas por el método de Neuman.	98
Tabla 7.5.	Resultados de las pruebas de bombeo interpretadas por el método de Rushton y Rathod.	100
Tabla 7.6.	Comparación de resultados de la interpretación de las pruebas de bombeo por los métodos de Neuman y Rushton y Rathod.	102
Tabla 7.7.	Flujos volumétricos de agua subterránea que ingresan lateralmente al Valle del Mayo.	109
Tabla 7.8.	Volúmenes de infiltración en la red menor y en las parcelas de los módulos de riego del DR 038 (millones de m <sup>3</sup> ).	112
Tabla 7.9.	Flujos volumétricos de aguas subterráneas que se descargan lateralmente del Valle del Mayo hacia el mar.	113
Tabla 7.10.	Relación de profundidad de niveles del agua por retornos de riego–volumen evaporado para el año 2002, a partir de información freaticométrica.	115
Tabla 7.11.	Concentrado de volumen concesionado por uso (REPDA).	116
Figura 2.1.	Metodología propuesta.	7
Figura 4.1.	Proceso de renormalización.	20
Figura 4.2.	Campo a escala pequeña, antes de renormalizar.	23
Figura 4.3.	Renormalización al primer nivel.	24
Figura 4.4.	Renormalización al segundo nivel.	25
Figura 4.5.	Renormalización al tercer nivel.	26
Figura 4.6.	Renormalización al cuarto nivel.	27
Figura 4.7.	Renormalización al quinto nivel.	28
Figura 5.1.	Localización del área de estudio.	30
Figura 5.2.	Provincias y Subprovincias Fisiográficas.	31
Figura 5.3.	Sistemas de topoformas.	33
Figura 5.4.	Sistemas de topoformas de la Subprovincia Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa.	34
Figura 6.1.	Mapa geológico.	45
Figura 6.2.	Ubicación de los sondeos por transitorio electromagnético.	50
Figura 6.3.	Mapa de resistividad para la profundidad de 25 m.	52

Figura 6.4.	Mapa de resistividad para la profundidad de 50 m.....	52
Figura 6.5.	Mapa de resistividad para la profundidad de 100 m.....	53
Figura 6.6.	Mapa de resistividad para la profundidad de 150 m.....	54
Figura 6.7.	Mapa de resistividad para la profundidad de 200 m.....	55
Figura 6.8.	Mapa de resistividad para profundidad de 300 m. ....	55
Figura 6.9.	Distribución de perfiles geoelectricos. ....	56
Figura 6.10.	Perfil de resistividad NS1. ....	57
Figura 6.11.	Perfil de resistividad NS4. ....	58
Figura 6.12.	Perfil de resistividad EW9. ....	59
Figura 6.13.	Perfil de resistividad para la exploración profunda. ....	60
Figura 6.14.	Perfil gravimétrico con resistividad. ....	61
Figura 6.15.	Mapa de resistividad para la profundidad de los 300 m con zona del basamento impermeable somero. ....	61
Figura 7.1.	Distribución de unidades hidroestratigráficas.....	68
Figura 7.2.	Distribución espacial de los pozos de observación freaticimétrica en el DR 038 Río Mayo. ....	71
Figura 7.3.	Gráfica áreas-tiempo de 1997 a 2002 del DR 038 Río Mayo, (IMTA, 2002). ....	72
Figura 7.4.	Configuración de la profundidad al nivel estático, m (1997).....	74
Figura 7.5.	Configuración de la profundidad al nivel estático, m (1998).....	75
Figura 7.6.	Configuración de la profundidad al nivel estático, m (1999).....	76
Figura 7.7.	Configuración de la profundidad al nivel estático, m (2000).....	77
Figura 7.8.	Configuración de la profundidad al nivel estático, m (2001).....	78
Figura 7.9.	Configuración de la profundidad al nivel estático, m (2003).....	79
Figura 7.10.	Configuración de la profundidad al nivel estático, m (2004).....	80
Figura 7.11.	Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (1997).....	82
Figura 7.12.	Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (1998).....	83
Figura 7.13.	Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (1999).....	84
Figura 7.14.	Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (2000).....	85
Figura 7.15.	Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (2001).....	86
Figura 7.16.	Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (2003).....	87
Figura 7.17.	Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (2004).....	88
Figura 7.18.	Dirección de flujo de las aguas subterráneas (2004). ....	89
Figura 7.19.	Superficie potenciométrica del 2004. ....	90
Figura 7.20.	Localización de pozos con hidrógrafos. ....	91
Figura 7.21.	Localización de pozos con prueba de bombeo. ....	93
Figura 7.22.	Extracción mediante un pozo en un acuífero libre. ....	96
Figura 7.23.	Familia de curvas-tipo para la interpretación de pruebas de bombeo en acuíferos libres por el método de Neuman.....	97
Figura 7.24.	Distribución de la transmisividad ( $m^2/d$ ) obtenida con el método de Neuman.....	103
Figura 7.25.	Distribución de la transmisividad ( $m^2/d$ ) a partir de la conductividad hidráulica obtenida con el método de Rushton.....	103
Figura 7.26.	Distribución de la conductividad hidráulica ( $m/d$ ) a partir de la transmisividad obtenida con el método de Neuman.....	104
Figura 7.27.	Distribución de la conductividad hidráulica ( $m/d$ ) obtenida con el método de Rushton.....	104

Figura 7.28. Área del balance de aguas subterráneas.....	106
Figura 7.29. Red de flujo para estimar recarga y descarga laterales de aguas subterráneas en el Valle del Mayo. ....	110
Figura 7.30. Distribución de conductividades hidráulicas (m/d) .....	111
Figura 7.31. Comparación de elevación del nivel estático 2003-2004. ....	114
Figura 7.32. Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del Acuífero Valle del Río Mayo.....	118
Figura 7.33. Profundidad de pozo vs. profundidad al nivel estático para los últimos 7 años. ....	119
Figura 7.34. Malla de diferencias finitas. ....	122
Figura 7.35. Condiciones de frontera de la simulación estacionaria (celdas en rojo son de carga constante).....	125
Figura 7.36. Distribución de la conductividad hidráulica.....	126
Figura 7.37. Distribución de la recarga vertical por módulo de riego.....	129
Figura 7.38. Configuración del nivel estático para condiciones naturales. ....	131
Figura 7.39. Elevación del nivel estático, 2004. ....	132
Figura 7.40. Elevación del nivel estático para el año 2009, manteniendo el bombeo actual.....	133
Figura 7.41. Elevación del nivel estático para el año 2014, manteniendo el bombeo actual.....	133
Figura 7.42. Configuración del abatimiento (m) para el año 2009, manteniendo el bombeo.....	134
Figura 7.43. Configuración del abatimiento (m) para el año 2014, manteniendo el bombeo.....	135
Figura 7.44. Elevación del nivel estático para el año 2009, incrementando el bombeo en 1000 lps.....	136
Figura 7.45. Elevación del nivel estático para el año 2014, incrementando el bombeo en 1000 lps.....	137
Figura 7.46. Configuración del abatimiento (m) para el año 2009, incrementando el bombeo en 1000 lps. ....	138
Figura 7.47. Configuración del abatimiento (m) para el año 2014, incrementando el bombeo en 1000 lps. ....	139
Figura 7.48. Resultados del análisis sensitivo.....	141



## INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas el estudio del transporte de contaminantes en medios porosos ha sido objeto de una investigación intensa como resultado del creciente interés sobre la calidad del agua y los problemas de contaminación. Los primeros métodos cuantitativos que trataron de describir el transporte en sistemas de agua subterránea dependían completamente en un esquema determinístico, específicamente en la ecuación de advección – dispersión. Sin embargo, estudios recientes han señalado la importancia que tiene la heterogeneidad en el subsuelo en los mecanismos de transporte. Por ejemplo, se ha observado que el monitoreo de la distribución del soluto en espacio y tiempo requiere de un gran número de pozos de observación y una gran frecuencia de mediciones de la concentración del soluto. Además, el transporte en condiciones naturales es un proceso lento y la mancha de contaminación requiere de un monitoreo continuo durante un periodo de tiempo largo.

Los estudios de campo sugieren que los procesos depositacionales y diagenéticos controlan la estructura espacial de acuíferos sedimentarios. Dichos estudios muestran que la conductividad hidráulica puede predecirse relacionándola con el tipo de estratificación y los procesos depositacionales debido a los patrones espaciales en tamaño de partículas, cribado, orientación, y empacamiento. El control primario en el flujo del agua subterránea es la conductividad hidráulica, puesto que actúa de manera directa en el cambio de magnitud y dirección del transporte advectivo, mientras que la porosidad actúa solo en cambios de magnitud de la velocidad.

Por otro lado, se ha observado que la heterogeneidad de las propiedades hidráulicas controla las velocidades del agua subterránea tanto del promedio a gran escala como las variaciones a escala pequeña. Lo anterior sugiere que el uso de códigos tradicionales de simulación para representar el transporte advectivo y flujo multifásico requiere de la cuantificación de la heterogeneidad del medio geológico para ser más realistas.

El proceso de generación de un modelo de facies numérico es tan útil como el modelo mismo porque el proceso obliga al geocientífico a trabajar en un proyecto en la cuantificación y formalización del conocimiento, experiencia e ideas. Es más fácil trazar algunos mapas paleo geográficos ilustrando diferentes modelos depositacionales para definir ancho, largo, espesor y rangos de diferentes tipos de facies. La tarea más difícil es definir un modelo formalizado cuantitativo que conserve los datos de los pozos y que sea coherente con los principios sedimentológicos.

Se ha reconocido desde hace mucho tiempo que la incertidumbre estructural puede ser el factor dominante. Esto es especialmente importante en modelación de aguas subterráneas, donde la estructura geológica es dominante para el flujo

del agua subterránea pero donde el conocimiento específico de la geología es limitado. La simulación del flujo a través de medios geológicos heterogéneos requiere que los modelos numéricos capturen los aspectos importantes de las estructuras dominantes del flujo. Solo una selección limitada de métodos operacionales han sido desarrollados para cuantificar las incertidumbres estructurales en los modelos geológicos.

En la literatura internacional se ha puesto gran atención en la estimación de las incertidumbres de los parámetros en la variabilidad de los valores de los parámetros los cuales pueden variar por muchas décadas y por lo tanto no pueden medirse directamente pero que con frecuencia se derivan de la calibración de modelos. El comportamiento de escala de las variables hidrogeológicas es otro reto dentro de la ciencia hidrogeológica.

Por otro lado, en las últimas tres décadas, los métodos estocásticos han sido las herramientas favoritas para generar imágenes de variables hidráulicas. Estas técnicas son capaces de producir la heterogeneidad observada en algunas escalas. Sin embargo, hay un gran potencial para hacer adaptaciones inteligentes de las herramientas de simulaciones estocásticas a los modelos tradicionales, por ejemplo el modelo TGSIM (Carle, 1999) basado en cadenas de Markov que genera campos de conductividad hidráulica para modelos de flujo, con el objetivo de representar realísticamente el nivel de heterogeneidad de las variables del subsuelo.

A la luz de las nuevas necesidades, herramientas de modelación de aguas subterráneas híbridas (métodos determinísticos – estocásticos) han proporcionado una alternativa para el estudio del flujo y transporte del agua subterránea en medios porosos dada su habilidad de incorporar información geológica en los procesos de modelación.

La investigación aquí propuesta proporcionará métodos nuevos de asimilación de conceptos geológicos en las simulaciones numéricas, expandiendo el conocimiento y la habilidad para visualizar en la geometría en tres dimensiones de las unidades sedimentarias, así como presentar un método que investigue los efectos de los caminos de los valores extremos de la conductividad hidráulica.

## 1. DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

### 1.1. *Problema de investigación*

Hay una amplia literatura que trata con la definición del problema de parámetros hidráulicos sus propiedades y variabilidad en medios porosos. A pesar del gran número de características geológicas que han sido incorporadas a las imágenes de heterogeneidad, muy pocas técnicas han incluido información relevante disponible en la forma de datos duros y suaves. Numerosas técnicas han sido propuestas que incluyen mediciones completamente determinísticas (campos), mapeo geoestadístico, aproximaciones estocásticas y fractales, procesos de simulación y técnicas geométricas. Todos los métodos mencionados anteriormente han sido aplicados con cierto grado de éxito en disciplinas tales como ingeniería petrolera, hidrogeología y física de suelos. Sin embargo, ninguna de estas técnicas puede considerarse universalmente aplicable.

Las técnicas de medición determinística requieren de un número inmenso de datos para describir a un sistema completamente. La colección de un conjunto de datos tan grande es impráctico. Además, la incorporación de este grado de detalle en los modelos requiere de una capacidad de super computadora. En lugar de esto, una aproximación menos intensiva en datos, basada en un medio poroso homogéneo equivalente es aplicado. Este método trata el campo de conductividad hidráulica como un medio continuo y varias consideraciones son empleadas para calcular los valores promedio de los parámetros hidrogeológicos de un conjunto limitado de datos de campo. La consideración de un acuífero heterogéneo puede ser descrita hidráulicamente como un medio homogéneo equivalente lo suficientemente representativo para problemas de agua subterránea, pero inadecuado para describir los detalles de los campos de velocidad que controlan el movimiento de solutos.

El grado de heterogeneidad y arreglo pueden ser descritos mediante técnicas puramente matemáticas. Esta metodología puede utilizarse para calcular parámetros de escala hacia arriba o efectivos utilizando una distribución geométrica de las propiedades y estructuras de correlación espacial. Neuman (1990) propuso que los modelos fractales podrían representar la heterogeneidad de una multitud de escalas. Sin embargo, las estructuras geológicas internas y discretas que producen los caminos de flujo preferencial no son representados directamente por estos modelos continuos.

Los estudios de campo de gran escala han intentado verificar la validez de ambos estudios: determinísticos y aproximación en matemáticas. Cada uno de los experimentos de trazadores e investigación hidrogeológica han estado limitados en el muestreo. Al utilizar trazadores múltiples, es posible determinar en detalle como se mueven los solutos en cada sitio. Los métodos de excavación y de observación directa de la distribución de las facies, aunque ha sido ejecutada en la escala de pocos metros, es impráctico para escalas grandes (decenas a miles de metros) en los experimentos de campo para trazadores. Sin embargo, las

simulaciones numéricas utilizaron aproximaciones estocásticas con los datos de campo. Las aproximaciones puramente estocásticas han sido aplicadas con relativo éxito en el sitio Cape Cod, pero requieren de un ajuste en la tendencia de los datos o un refinamiento de la malla geológica en los sitios más heterogéneos.

Las simulaciones numéricas de los campos de conductividad hidráulica que producen las estructuras internas discretas observadas en los medios geológicos son de gran valor para juzgar la importancia de dichas estructuras para proporcionar experimentos numéricos realísticos de transporte advectivo. Las representaciones determinísticas basadas en los patrones observados en un afloramiento individual son un avance sobre las simulaciones puramente aleatorias. Sin embargo, realizaciones múltiples son necesarias para verificar la sensibilidad del transporte de solutos con la estructura interna de los materiales geológicos. En el caso de los sedimentos clásticos, las variaciones espaciales dentro y a través de las realizaciones múltiples no deben de ser puramente aleatorias, si no que deben estar restringidas a observaciones de campo y a reglas teóricas y empíricas relacionadas al depósito de sedimentos.

La investigación que examine los efectos de las escalas de las estructuras geológicas en el comportamiento del flujo y transporte deberían guiarse a nivel y detalle de la información requerida de los mapas de propiedades hidráulicas.

### ***La necesidad de la investigación***

La mayoría de los métodos desarrollados a la fecha, que describen la heterogeneidad del medio poroso, no toman en cuenta la existencia de heterogeneidades a diferentes escalas en los procesos de flujo y transporte. Sin embargo, estudios recientes han señalado la necesidad de desarrollar nuevos métodos que describan de una manera más realista la heterogeneidad observada en el subsuelo. El principal problema es que los métodos actuales no toman en cuenta la información hidrogeológica disponible de diferentes escalas en la generación de campos de propiedades hidráulicas. La mayoría de ellos se enfocan en una escala en específico. Además información completa en tres dimensiones nunca es obtenible, algunos métodos deben adoptarse para inferir la estructura de la heterogeneidad de los acuíferos donde no existe información.

Hay muchas razones por las cuales los modelos geológicos desarrollados a la fecha son inadecuados para describir la distribución de las propiedades hidrogeológicas para los problemas de transporte de contaminantes, y por lo tanto la necesidad de investigación. Cada uno falla en uno más de los siguientes aspectos:

- 1) No reproducen la geometría de los depósitos del subsuelo, más se enfocan en los procesos superficiales.
- 2) Son aplicables a escalas ya sea muy pequeñas o muy grandes comparadas con las escalas de interés para estudios de contaminación ( $10^1$  a  $10^3$  m).

- 3) No producen realizaciones múltiples, necesarias para probar la sensibilidad de la distribución espacial.

Además, los simuladores geológicos son útiles para aquellas simulaciones donde se deben generar características geológicas tales como facies o elementos estructurales de manera objetiva en tres dimensiones. Un objetivo importante es que el método debe ser capaz de relacionar los depósitos de las facies con los controles hidráulicos.

Por otro lado, la creciente popularidad de métodos estocásticos se debe en gran parte a su capacidad de incorporar una creciente gama de información que las técnicas convencionales no logran acomodar (asimilar). Aunque muchos de los desarrollos recientes en simulación estocástica pueden adaptarse para incluir información a diferentes escalas, muy poco se ha hecho al respecto. De esta manera, los métodos estocásticos disponibles pueden combinarse con métodos geométricos o dinámicos para integrar (asimilar) información geológica.

## **1.2. Objetivos de la investigación**

### ***Objetivo general:***

El objetivo principal de este trabajo es acoplar conceptos geológicos cuantitativos que describan límites discretos con información dura y suave a diferentes escalas con el fin de caracterizar la heterogeneidad espacial de propiedades sedimentarias e hidrogeológicas.

### ***Objetivos específicos***

- Desarrollar un método que produzca/integre las estructuras geológicas tridimensionales, definidas como la geometría de las facies.
- Desarrollar un método que integre información a diferentes escalas.
- Asignar propiedades hidráulicas a sistemas geológicos condicionadas a datos de campo y/o laboratorio.
- Evaluar el impacto de las características geológicas megascópicas en los modelos de flujo y transporte.
- Generar la distribución de cuerpos detallados en las facies como datos de entrada para modelos de transporte.
- Estudiar la sensibilidad e incertidumbre de la geometría de un acuífero.
- Ejecutar cálculos volumétricos detallados.
- Investigar y analizar flujos preferenciales en acuíferos.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1. *Marco general*

Investigaciones recientes de heterogeneidad del subsuelo han mostrado la importancia de entender la estructura de los campos de conductividad hidráulica cuando se analiza el flujo o transporte en medios porosos. La discretización de los campos de propiedades hidráulicas ha sido generada principalmente con métodos puramente geométricos o geoestadísticos que generalmente no integran toda la información disponible, por ejemplo, no toman en cuenta los procesos geológicos.

Una de las diferencias principales entre el método propuesto y aquellos desarrollados previamente es que la información disponible será incorporada, independientemente de la escala a la que se encuentre. Además, se utilizará tanto información dura como suave.

El método propuesto será desarrollado a través de las siguientes etapas:

- 1) Generación de campos en escala grande
- 2) Modelación de la heterogeneidad de las imágenes
- 3) Incorporación de información suave y dura a diferentes escalas
- 4) Modelo de flujo y transporte
- 5) Aplicación a un sitio

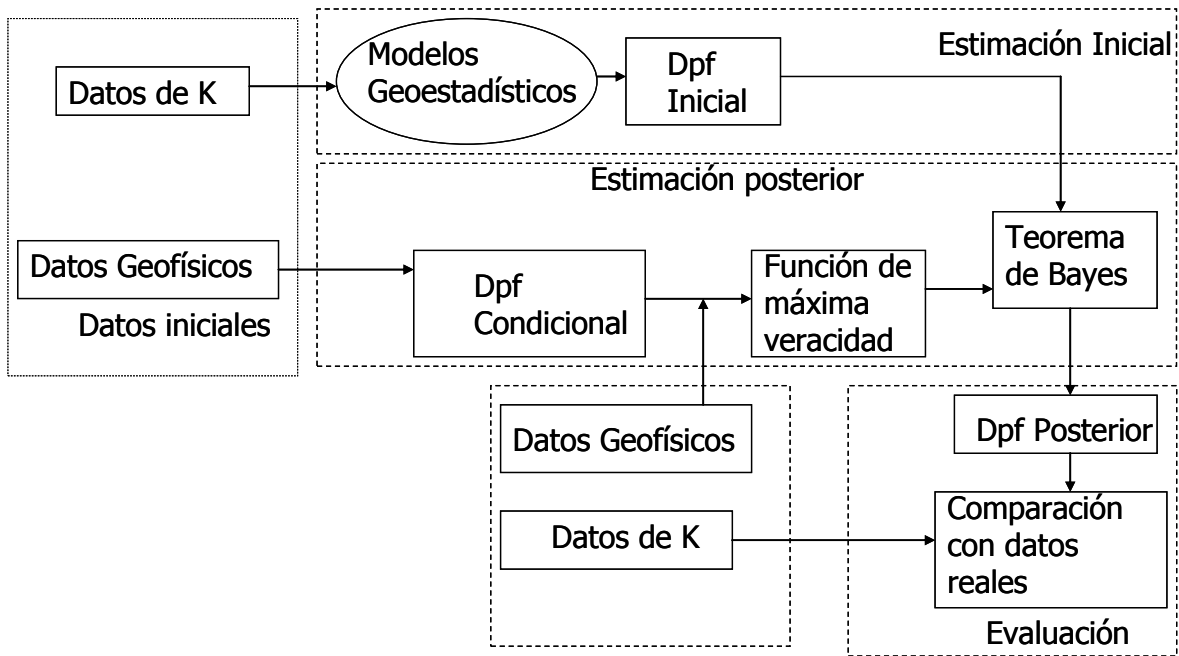


Figura 2.1. Metodología propuesta

### 3. MODELOS EN AGUAS SUBTERRÁNEAS

En el subsuelo, el movimiento del agua y transporte de solutos se lleva a cabo a través de una compleja red de poros interconectados. Sin embargo, nuestro principal interés no se centra en el flujo microscópico y los patrones de los solutos en los poros individuales sino en el comportamiento del flujo y transporte en escalas más grandes. En este caso, podemos emplear el concepto de continuo que considere un flujo promedio llamado volumen elemental representativo (REV por sus siglas en inglés). Otra razón para aplicar el concepto del continuo es que es prácticamente imposible describir matemáticamente de manera exacta la complicada geometría de todas las superficies de los sólidos que limitan el flujo. En los próximos apartados las ecuaciones de flujo y transporte son definidas en la escala continua.

#### 3.1. Ecuaciones de flujo del agua subterránea

El movimiento del agua subterránea en tres dimensiones a través de un medio poroso rígido saturado, considerando un dominio heterogéneo y anisotrópico, está descrito por la ecuación diferencial parcial (Kipp, 1987) siguiente:

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = \nabla \cdot \left( \rho \frac{k}{\mu} (\nabla p + \rho g) \right) + q\rho^* \quad \text{Ecuación 1}$$

donde:

- p presión del fluido (Pa);
- t tiempo (s);
- n porosidad efectiva (adimensional);
- $\rho$  densidad del fluido (kg/m<sup>3</sup>);
- $\rho^*$  densidad de la fuente o sumidero (kg/m<sup>3</sup>);
- k tensor de la permeabilidad del medio poroso (m<sup>2</sup>);
- $\mu$  viscosidad dinámica del fluido (kg/m seg);
- g constante de la aceleración de la gravedad (m/s<sup>2</sup>); y
- q flujo de la fuente o sumidero (m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>-s).

La ecuación de flujo debe satisfacer las condiciones iniciales y de frontera dadas por:

$$h(x_i, 0) = h_0(x_i) \quad \text{Ecuación 2}$$

$$h(x_i, t) | \Gamma_1 = h_0(x_i, t) \quad \text{Ecuación 3}$$

$$V_i n_i | \Gamma_2 = -V_n(x_i, t) \quad \text{Ecuación 4}$$

donde:

$h_0$  carga inicial

h carga preestablecida en la frontera de tipo Dirichlet  $\Gamma_1$ .



$n = (n_1, n_2, n_3)$  vector unitario normal hacia afuera de una frontera tipo Neumann  $\Gamma_2$ .

$V_n$  flujo lateral preestablecido por unidad de área en una frontera  $\Gamma$  ( $V_n$  es positivo para el flujo que entra al dominio, y negativo para el flujo que sale del dominio).

Cuando  $\Gamma_2$  es una frontera impermeable y  $V_n=0$ , entonces  $V_i n_i | \Gamma_2 = 0$ .

La ecuación 3, combinada con las condiciones iniciales y de frontera adecuadas, representa una expresión matemática del sistema de flujo de agua subterránea.

### 3.2. Ecuaciones de transporte de solutos en el agua subterránea

La ecuación que describe el transporte de solutos en el agua subterránea, también conocida como advección-dispersión, se basa en la ecuación de continuidad y está definida por la ecuación diferencial parcial siguiente:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left( D_i \frac{\partial C}{\partial x_i} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (C v_i) = R_d \frac{\partial C}{\partial t} - \frac{C W^*}{n} \quad \text{Ecuación 5.}$$

Donde:

- C Concentración
- n Porosidad efectiva
- D Coeficiente de dispersión
- $v_i$  Velocidad
- $W^*$  Fuente o sumidero
- $C'$  Concentración conocida
- $R_d$  Factor de retardación

Una de las consideraciones para la aplicación de la ecuación es que existe una mezcla instantánea de los solutos en el agua subterránea

La ecuación diferencial parcial deberá complementarse con las condiciones iniciales y de frontera adecuadas, es decir, las condiciones de frontera deberán corresponder con las condiciones descritas en el modelo conceptual correspondiente.

Existen tres tipos de condiciones de frontera, las cuales se describen a continuación:

a) El tipo Dirichlet describe condiciones de concentración pre-establecida a lo largo de una porción de la frontera:

$$C = C_0(x, y, z, t) \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde:

$C_0(x, y, z, t)$  es una función conocida en tiempo y espacio.

b) Tipo Neumann: este tipo de frontera define un gradiente de concentración conocida, perpendicular a cierta porción de la zona por modelar, definida por:

$$\left[ D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right] n_i = q(x, y, z, t) \quad \text{Ecuación 7}$$

Donde:

$q(x, y, z, t)$  es una función conocida  
 $n_i$  son los coseno direccionales.

El resto de las variables son similares a las variables definidas en la ecuación 5.

Tipo Cauchy: La condición de frontera de Tipo Cauchy considera una combinación de concentración y gradiente preestablecidos, que está dada por:

$$\left[ D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} - v_i C \right] n_i = g(x, y, z, t) \quad \text{Ecuación 8}$$

Donde  
 $g$  - es una función conocida.

El resto de las variables ya fueron definidas anteriormente.

### **3.2.1. La Heterogeneidad del Subsuelo.**

El movimiento de agua así como el transporte de las sustancias disueltas a través del subsuelo está influenciado por la naturaleza del material a través del cual fluye el agua. Las propiedades materiales y químicas que controlan muchos de estos procesos hidrológicos pueden variar dramáticamente sobre un amplio rango de escalas espaciales y temporales. La conductividad hidráulica por ejemplo, varía en órdenes de magnitud para diferentes materiales desde gravas hasta arcilla. Sin embargo, una formación geológica no está compuesta de un solo material sino que consiste de una serie de materiales. Dicha composición heterogénea ocurre en muchos medios geológicos donde los procesos depositacionales que han actuado en diferentes escalas del tiempo inducen patrones espaciales característicos. Debido a estas fuertes variaciones espaciales en la conductividad hidráulica y otros parámetros químicos y físicos, la escala grande efectiva de flujo y transporte en estos sistemas difiere de aquellos valores encontrados en experimentos de laboratorio.

### **3.2.2. Determinación de Parámetros de Sistemas Heterogéneos.**

Varios métodos de campo y laboratorio están disponibles para la determinación de parámetros como la conductividad hidráulica  $K_s$  y el almacenamiento  $S_s$  así como para transportes de solutos tales como los coeficientes de dispersión  $D_{ii}$ , porosidad y parámetros de reacción (Tabla 3.1).

Las diferentes técnicas de medición ilustran que cada una de ellas tiene un volumen de soporte de medición típico sobre el cual varían los promedios de medición. La máxima resolución de la medición está determinada por el volumen de soporte. En general, la variabilidad de estos datos decrece con el incremento del volumen de soporte, lo cual implica que las técnicas de medición proporcionan valores que van desde mediciones puntuales hasta pruebas de bombeo de larga duración. Además de la dependencia en la técnica de medición, también hay evidencia experimental que la  $K_s$  depende en la escala. Los valores de conductividad hidráulica colectados a diferentes escalas de campo se incrementan con la escala (Neuman, 1990; Gelhar, Welty y Rehfeldt, 1992). La descripción de la heterogeneidad de un acuífero basado en conceptos estocásticos fractales predice que  $K$  debería de tener un grado de dependencia.

Lo anterior introduce la pregunta de cómo están relacionadas las escalas, lo cual nos conduce al problema de sobreescalamiento (upscaling) y subescalamiento (downscaling), o simplemente escalamiento. Las primeras mediciones de la conductividad hidráulica  $K$  y porosidad basadas en pruebas de bombeo y/o laboratorio en muestras de campo sugerían que la conductividad variaba suavemente de un punto a otro en un acuífero. Mediciones de  $K$  utilizando medidores de flujo y otras pruebas multinivel indican que  $K$  varía en una manera altamente irregular. La porosidad también se comporta de una manera irregular en la dirección vertical. Debido a que estas irregularidades en  $K$ , los investigadores fueron motivados a utilizar herramientas geoestadísticas para describir estructuras

espaciales de los parámetros del subsuelo, ya sea aplicados a hidrogeología, yacimientos petroleros, suelos y yacimientos minerales.

**Tabla 3.1. Valores típicos de conductividad hidráulica (Domenico y Schwartz, 1998).**

<i>MATERIAL</i>	<b>CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA (m/s)</b>
<b>SEDIMENTOS</b>	
Grava	$3 \times 10^{-4}$ a $3 \times 10^{-2}$
Arena gruesa	$9 \times 10^{-7}$ a $6 \times 10^{-3}$
Arena Media	$9 \times 10^{-7}$ a $5 \times 10^{-4}$
Arena fina	$2 \times 10^{-7}$ a $2 \times 10^{-4}$
Limo	$1 \times 10^{-9}$ a $2 \times 10^{-5}$
Tillita	$1 \times 10^{-12}$ a $2 \times 10^{-6}$
Arcilla	$1 \times 10^{-11}$ a $4.7 \times 10^{-9}$
Arcilla marina inalterada	$8 \times 10^{-13}$ a $2 \times 10^{-9}$
<b>ROCAS SEDIMENTARIAS</b>	
Caliza arrecifal y karst	$1 \times 10^{-6}$ a $2 \times 10^{-2}$
Caliza, dolomía	$1 \times 10^{-9}$ a $6 \times 10^{-6}$
Arenisca	$3 \times 10^{-10}$ a $6 \times 10^{-6}$
Limolita	$1 \times 10^{-11}$ a $1.4 \times 10^{-8}$
Sal	$1 \times 10^{-12}$ a $2 \times 10^{-10}$
Anhidrita	$4 \times 10^{-13}$ a $2 \times 10^{-8}$
Lutita	$1 \times 10^{-13}$ a $2 \times 10^{-9}$
<b>ROCAS CRISTALINAS</b>	
Basalto permeable	$4 \times 10^{-7}$ a $2 \times 10^{-2}$
Rocas ígneas y metamórficas fracturadas	$8 \times 10^{-9}$ a $3 \times 10^{-5}$
Granito intemperizado	$3.3 \times 10^{-6}$ a $5.2 \times 10^{-5}$
Gabro intemperizado	$5.5 \times 10^{-7}$ a $3.8 \times 10^{-6}$
Basalto	$2 \times 10^{-11}$ a $4.2 \times 10^{-7}$
Rocas ígneas y metamórficas no fracturadas	$3 \times 10^{-14}$ a $2 \times 10^{-10}$

#### 4. MÉTODOS DE ESCALAMIENTO

El problema de encontrar parámetros equivalentes o efectivos se define como “escalamiento”, porque esto implica incrementar el tamaño del dominio sobre el cual están definidos (Sánchez- Vila *et al*, 1995). La razón más importante para escalar es la necesidad de incorporar mediciones tomadas con diferentes volúmenes de soporte (escalas de observación). Otra razón son las simplificaciones que se deben adoptar en las simulaciones numéricas, donde el dominio se tiene que dividir en elementos de cierto tamaño, listos para los simuladores de flujo y transporte. Desafortunadamente, el tamaño de los elementos es generalmente mayor que la escala de nuestras mediciones, requiriéndose de cierto método de escalamiento.

Se presenta una revisión de los métodos actuales de escalamiento. Las técnicas han sido desarrolladas en disciplinas tan diversas como hidrología subterránea, ciencias del suelo, ingeniería de minas e ingeniería petrolera. La revisión no es exhaustiva puesto que el tema es un campo activo de investigación en muchas disciplinas de la ciencia. Sin embargo, a la fecha, ninguna revisión anterior ha incluido todos los métodos que se presentan aquí (Sánchez-Vila *et al*, 1995, Renard y De Marsily, 1997; Wen y Gómez-Hernández; 1996; Westhead, 2005).

##### 4.1. Escalamiento por medio de la definición de Darcy.

Este método consiste en aislar un bloque de un campo de conductividad hidráulica, imponiendo un gradiente uniforme y calculando el flujo que pasa a través del mismo. La conductividad hidráulica se define mediante la Ley de Darcy:

$$K_{eq} = -\frac{Q}{(H_2 - H_1)/L_x} \quad \text{Ecuación 9}$$

Donde:

$K_{eq}$  es la conductividad hidráulica equivalente (escalada)

$Q$  es el flujo total que entra y sale del dominio

$H_2$  y  $H_1$  son las cargas hidráulicas

$L_x$  es la distancia entre las cargas hidráulicas

En otras palabras, el método consiste en simular numéricamente el experimento de Darcy, quien fue el primero en definir la conductividad hidráulica.

Muy pocos investigadores han aplicado este método para desarrollar resultados teóricos de la conductividad hidráulica (Gómez-Hernández y Journel, 1991). Esto se debe a la dificultad de asociar covarianzas entre  $K_{eq}$  y las cargas con las conductividades puntuales más allá de cualquier bloque (Sánchez-Vila *et al*, 1995). Siguiendo el mismo procedimiento se deberá recordar que los objetivos de este método son definir  $K$  del bloque a partir de valores puntuales verdaderos (datos duros), los cuales no son conocidos en la realidad.

Ventajas

El método produce la conductividad hidráulica verdadera del bloque, considerando que el soporte casi puntual es conocido. Además, el método permite el cálculo de los componentes principales del tensor de conductividad hidráulica.

#### Desventajas

Este método consume mucho tiempo puesto que la Ley de Darcy debe aplicarse a cada bloque para estimar la conductividad hidráulica. Además, la conductividad hidráulica calculada debe obtenerse bajo condiciones de frontera variables, preferentemente condiciones periódicas.

### **4.2. Escalamiento de conductividades en bloque**

El método de conductividad en bloque fue desarrollado por Rubin y Gómez-Hernández (1991). En este método, la conductividad del bloque (se considera un valor escalar) se considera como la razón entre el flujo local promedio y el gradiente promedio en el bloque de un cierto tamaño. Las dos variables son calculadas en la dirección del gradiente esperado. Esto es, la ecuación de Darcy es aplicada para obtener el flujo dadas ciertas condiciones de frontera.

Una vez que la ocurrencia especial de las clases texturales es descrita adecuadamente, el problema es asignar los valores apropiados para cada clase. Estos valores de conductividad deben ser representativos a la escala de los bloques del modelo.

Hay dos maneras de obtener estas conductividades representativas: 1) si se conocen suficientes mediciones de la carga hidráulica, se pueden obtener mediante una estimación inversa. Alternativamente, 2) si se dispone de mediciones a escala pequeña, un método de escalamiento se deberá adoptar.

#### Ventajas

La principal ventaja del método es la posibilidad de condicionar las conductividades en bloque en mediciones tomadas a diferentes soportes. Las permeabilidades en bloque obtenidas por este método son usadas para calcular los valores esperados y covarianza de  $K$ .

#### Desventajas

El método es muy costoso para matrices grandes.

### **4.3. Promedio potencial (Power average)**

Journel *et al* (1986), y Desbarats (1992) tomaron un procedimiento empírico (también llamado heurístico) para definir conductividades en bloque, el cual se llama promedio potencial. En esta metodología un  $K_v(x)$  es definido como un promedio potencial especial de la función aleatoria  $K(x)$  sobre un volumen  $V$ , con una potencia (exponente) que mejor se ajusta a la simulación numérica. Ellos inducen que las conductividades en bloque pueden obtenerse mediante una expresión de promedio potencial de la forma:

$$K_v = \left( \frac{1}{V} \int_V K \frac{p}{\omega} (u) du \right)^{\frac{1}{p}} \quad \text{Ecuación 10}$$

Donde:

$K_v$  conductividad hidráulica del promedio potencial espacial

$V$  volumen

$P$  potencia que se ajusta a los bloques escalados de las simulaciones numéricas.

Algunas observaciones del método son: 1) la potencia  $p$  es específica del sitio y es función del tipo de heterogeneidad dentro del bloque, tamaño y forma del bloque, y las condiciones de flujo dentro del bloque, 2) para el caso de conductividades anisotrópicas,  $p$  depende de la dirección preferencial y puede utilizarse para identificar los componentes del tensor dado que se conocen las principales direcciones y 3) no es un método simple para derivar los valores de  $p$  sin haber recurrido a experimentos numéricos.

Ventajas

La simplicidad del método lo hace atractivo, además dada su verificación numérica lo hace incuestionable.

Desventajas

Se requiere más trabajo teórico para justificar los resultados de este método.

#### **4.4. Método de disipación de energía**

Este método considera el problema de escalamiento en un medio poroso anisotrópico y heterogéneo con bloques de cualquier forma, desarrollado por Indelman y Dagan (1993 a, b). Estos investigadores definieron la conductividad hidráulica  $K$  en bloque como un tensor, el cual mantiene la energía de disipación en el bloque escalado.

Ventajas

Es un método muy rápido para matrices grandes, caracterizado por una estacionaridad estocástica de segundo orden.

Desventajas

Este método no proporciona ninguna fórmula para calcular  $k(x)$  para un bloque. Como resultado su comparación con otros métodos es muy difícil.

#### **4.5. Métodos fractales**

Las distribuciones de materiales en ambientes sedimentarios exhiben correlaciones sobre muchas escalas, lo cual les da un carácter fractal sin límites en el rango de la correlación.

Hewett (1986,1993) encontró que la permeabilidad y la porosidad de un campo de medio poroso generalmente sigue una estadística fractal, tal como el movimiento

fraccional Browniano (fBm), el ruido Gaussiano fraccional (fGn), o el movimiento Levy fraccional (FLm). Estos son procesos estocásticos que inducen correlaciones de largo alcance en los valores de las propiedades.

El proceso estocástico fBm donde la dimensión  $d$  está representada por el espectro potencial dado por:

$$S(\omega) = \frac{a_o}{\left(\sum_i \omega_i^2\right)^\alpha} \quad \text{Ecuación 11}$$

Donde:

$a_o$  es una constante,  $\omega$  es el componente de Fourier componente en la dirección  $i$ , y  $\alpha = H + d/2$ , donde  $H$  es el exponente de Hurst tal que  $H > 1/2$ .

Un proceso fGn es esencialmente una derivación numérica de fBm con un exponente similar pero con  $h \alpha = H + d/2 - 2$ .

Un proceso fLm también es una distribución fractal con correlaciones de rango menor, de tal suerte que si  $x$  es una variable que obedece las estadísticas de fLm, entonces los incrementos  $x = x_2 - x_1$  entre dos puntos obedecen una distribución estable  $P(\Delta x)$ :

$$P(\Delta x) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \cos(\omega \Delta x) \exp[-(C\omega)^\beta] d\omega$$

Ecuación 12

Donde:

$\beta$  es una medida de la fractabilidad de las distribuciones y  $C$  es un parámetro de escala.

Valores típicos son  $H < 0.5$  y  $1 \leq \beta \leq 2$ .

### Ventajas

Este método tiene la habilidad de generar imágenes múltiples a bajo costo computacional una vez que las ecuaciones de similitud (dimensión fractal) han sido determinadas. La simulación de campos aleatorios fractales pueden hacerse de manera casi directa mediante la construcción de series Fourier con amplitudes aleatorias (Hewett, 1993).

### Desventajas

La principal desventaja de utilizar geometría fractal (Wheatcraft y Tyler, 1988) es que la longitud de una curva puramente fractal se incrementa sin límites, produciendo imágenes con características muy planas.



#### 4.6. Método de wavelets.

Sahimi y Mehrabi (1999) desarrollaron un método de escalamiento que utiliza la transformada wavelet. Este método usa la transformada wavelet para ampliar la descripción original de un sistema de escala fina, así, la resolución fina es mantenida en las regiones donde hay un transporte mayor, mientras que las propiedades gruesas se aplican al resto del sistema.

El método inicia por asumir una imagen inicial que contiene la escala medible en campo más pequeña (celdas más detalladas no se puede construir porque la escala de longitudes más pequeñas no está disponible). Entonces una transformación wavelet discreta de un nivel se aplica al campo  $K(x)$ , lo que significa que el medio se sobre-escala por un factor de 2, pero dicho escalamiento no es uniforme como ya se mencionó anteriormente. El proceso de engrosamiento está restringido por coeficientes de detalle  $D$ , que miden el contraste de  $K$  en las escalas más grandes y las de las zonas contiguas de las escalas previas.

La construcción matemática del método considera que cada celda tiene coeficientes de la transformada wavelet definidos por las ecuaciones siguientes:

$$S_j(k_1, k_2) = \int_D K(x, y) \phi_{j, k_1, k_2}(x, y) dx dy \quad \text{Ecuación 13}$$

$$D_j(k_1, k_2) = \int_D K(x, y) \psi_{j, k_1, k_2}(x, y) dx dy \quad \text{Ecuación 14}$$

Donde:

$j$  es el nivel de sobreescalamiento ( $j=1$  para el primer nivel), y  $D$  es el dominio del problema.

$S_j(k_1, k_2)$  son los coeficientes de escala, y contienen la información sobre  $K$  en la malla más gruesa.

$D_j(k_1, k_2)$  son los coeficientes de detalle que miden los contrastes entre  $K$  en ( $k_1, k_2$  en 2D) en la escala más grande y las zonas contiguas de la escala pequeña previa.

El algoritmo 1D de Mallat se aplica para calcular ambas escalas y los coeficientes de detalle. Posteriormente se definen dos valores de alumbramiento  $E_1$  y  $E_2$ , donde  $E_1$  es la medida de permeabilidad en un nodo o bloque, y  $E_2$  mide el contraste en los valores de permeabilidad entre bloques cercanos. El coeficiente de escala de cada bloque es analizado, si es mayor a  $E_1$ , no se hace nada, si es menor los coeficientes de detalle  $D$  toman un valor de cero dado que son menores a  $E_2$ . Este hecho significa que los bloques contiguos son removidos, es decir, se forma un bloque más grande.

## Ventajas

El costo computacional es de varias órdenes de magnitud menor que el de los métodos más eficientes disponibles en la actualidad.

## Desventajas

El método requiere de modelos morfológicos iniciales del medio poroso, los cuales deben ser creados por algún método geoestadístico (estimaciones). El resultado es un proceso de promedio general de los bloques de escala pequeña que están contenidos en los bloques más grandes.

### **4.7. Método de los tubos de flujo**

El método de los tubos de flujo (Haldorsen y Lake, 1984; Portella y Hewett, 1999) fue diseñado específicamente para calcular conductividades de bloque en formaciones areno-arcillosas, es decir, para medios donde las arcillas están dispersas en una matriz homogénea de arenas. El método define líneas de flujo basados en el cálculo de flujo incompresible de una fase.

Para el cálculo del tiempo de tránsito de una partícula a lo largo de una línea de flujo y la asignación de un flujo volumétrico de cada línea de flujo, el volumen de poro acumulado en un tubo de flujo es calculado. Posteriormente, las geometrías de las líneas de flujo se mantienen constantes y los efectos del tiempo varían con la distribución del cambio de flujo en cada tubo, dado el cambio de la resistencia del fluido a lo largo del tubo.

La teoría que sustenta el método de tubos de flujo se basa en el método de trayectoria de partículas desarrollado por Pollock (1988). El método resuelve la ecuación de flujo en un campo de conductividad hidráulica aplicando condiciones de frontera reales. De esta manera las cargas hidráulicas y las velocidades del campo son calculadas, seguidas de una técnica de trayectoria de partículas, que se aplica para determinar el punto de partida de cada punto inyector (condición de frontera). Esta técnica proporciona las coordenadas de las líneas de flujo, así mismo, calcula el tiempo que una partícula toma en alcanzar un punto dado a lo largo de la línea de flujo. Este tiempo se conoce comúnmente como tiempo de travesía. Las líneas de flujo no llevan información sobre el flujo neto, lo cual significa que no son realmente tubos. Por lo tanto, un flujo es asignado a cada línea de flujo, lo cual permite el cálculo de un volumen asociado a cada línea de flujo de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$V_p(s) = q_0 \int_0^s \left[ \frac{1}{v(s')} \right] ds' = q_0 \cdot \tau(s) \quad \text{Ecuación 15}$$

### Ventajas

Este método es útil para problemas en 3D, donde es muy difícil calcular los tubos con métodos geométricos comunes aplicados en 2D. Para el proceso de escalamiento, el método obtiene pseudo-funciones que tienen una gran ventaja sobre los métodos convencionales para mallas finas. También, tiene flexibilidad para mantener mallas gruesas basadas en las líneas de flujo y otro método que mantiene las propiedades de la malla fina original.

### Desventajas

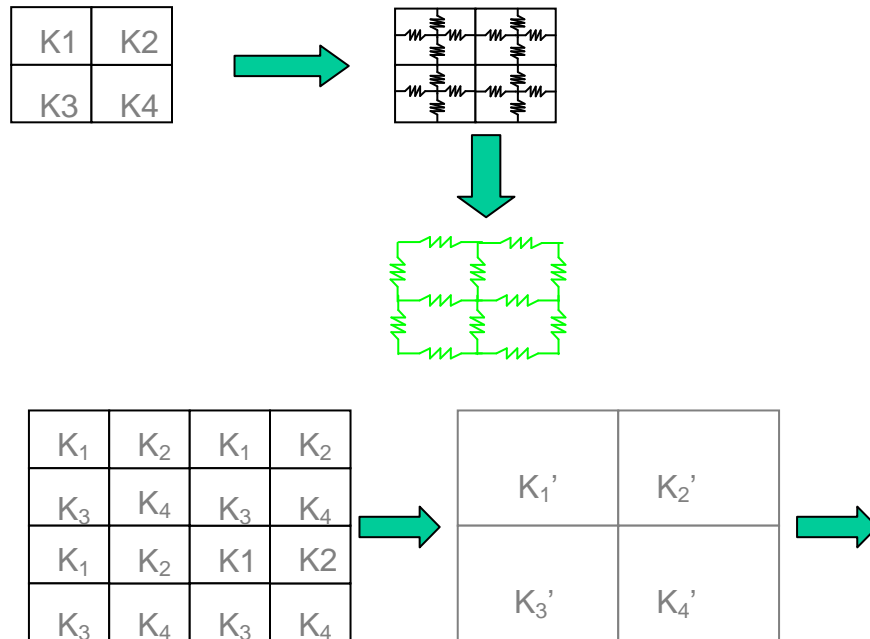
Aunque los métodos de tubos de flujo presentan una ventaja en velocidad de la solución comparada con métodos de diferencias finitas, es muy difícil modelar efectos de la gravedad y condiciones iniciales no uniformes (Portella y Hewett, 1999).

## **4.8. Método de renormalización**

El método de renormalización ha sido estudiado extensivamente durante la última década en el área de ingeniería de yacimientos (King 1989; Renard *et al*, 2000).. La técnica trabaja mejor en aquellos medios donde la conductividad hidráulica presenta valores extremos. Este método consiste en promediar regiones pequeñas del dominio para formar promedios de conductividad con menor varianza que el campo original. Este proceso de pre- promediado puede repetirse hasta alcanzar una solución estable.

Los bloques originales son agrupados en bloques de cuatro en 2D (u ocho en 3D). La K efectiva de los cuatro bloques es calculada y asignada a un nuevo de mayor tamaño. En este contexto, la K efectiva es un solo valor que da el mismo flujo que a través de los cuatro bloques dada por un cambio en la carga hidráulica.

El método se basa en el hecho que la conductividad hidráulica se computa como una red de resistencias. Para calcular K de los bloques se aplica una red equivalente de resistores (Figura 4.1). Posteriormente, se aplican condiciones de frontera en ambos lados de los bloques de tal manera que se genere un gradiente a través del dominio.



**Figura 4.1. Proceso de renormalización**

El resistor equivalente entre los puntos medios de los bordes es  $1/K$  para un bloque de permeabilidad  $K$ . Estos es equivalente a dos resistores en serie de  $1/(2K)$ . Considerando un medio isotrópico, se calcula la conductividad efectiva en una dirección (horizontal). La red resultante es simplificada a diferentes etapas, primero, el final de las ramificaciones se unen para dar una red resistiva equivalente, posteriormente, los arreglos estrella-triángulo son reemplazados por resistores en serie y paralelo.

## Ventajas

El método es más certero en comparación con los métodos numéricos y computacionalmente es más barato. El tamaño máximo del dominio está limitado a la cantidad de tiempo computacional.

## Desventajas

Si la arquitectura del dominio que controla las líneas de flujo del agua subterránea es muy sinuosa, entonces la red de resistores no da una buena representación de la conductividad hidráulica efectiva.

### 4.9. Método de renormalización simplificada

El método de renormalización simplificada fue propuesto por Le Loch (1987) y redefinida más tarde por Renard *et al* (2000), aquí se presenta un resumen de la metodología.

Tomando en cuenta la analogía entre la resistencia eléctrica y la conductividad hidráulica, Cardwell y Parsons (1945) encontraron que la K equivalente en una dirección está limitada por la media aritmética de las medias armónicas de un punto k, calculado en cada línea de celdas paralelas a dicha dirección, lo cual representa el límite inferior k, la media armónica de las media aritméticas del punto k calculado sobre cada columna de una celda perpendicular en una dirección dada, representando el límite superior de K equivalente.

Esto es :

$$K1 = \mu_{hx} (\mu_{az} (\mu_{ay} )) [ K_{eq} * K2 = \mu_{az} (\mu_{ay} (\mu_{hx} )) \quad \text{Ecuación 16}$$

La metodología se basa en la investigación de Cardwell and Parsons (1945) y Le Loch (1987) que muestra que el campo K equivalente para un flujo uniforme en una dirección dada está imitado por (1) la media armónica de las medias aritméticas de los valores de las celdas, el cual se calcula para cada capa de celdas perpendiculares a una dirección dada por K1.

$$K1 = \mu_{hx} (\mu_{ay} (\mu_{az} )) = \mu_{hx} (\mu_{az} (\mu_{ay} ))$$

$$= \frac{n_x}{n_y n_z} \left[ \sum_{i=1}^{n_x} \left( \sum_{j=1}^{n_y} \sum_{k=1}^{n_z} (k_{i,j,k}^{xx}) \right)^{-1} \right]^{-1}$$

Ecuación 17

Y (2) la media aritmética de las medias armónicas de las celdas, calculadas a lo largo de la dirección paralela a las celdas de una dirección dada, la cual define el límite inferior K2:

$$K_2 = \mu_{ay} (\mu_{az} (\mu_{hx})) = \mu_{az} (\mu_{ay} (\mu_{hx}))$$

$$= \frac{n_x}{n_y n_z} \sum_{j=1}^{n_y} \sum_{k=1}^{n_z} \left[ \sum_{i=1}^{n_x} (k_{i,j,k}^{xx})^{-1} \right]^{-1}$$

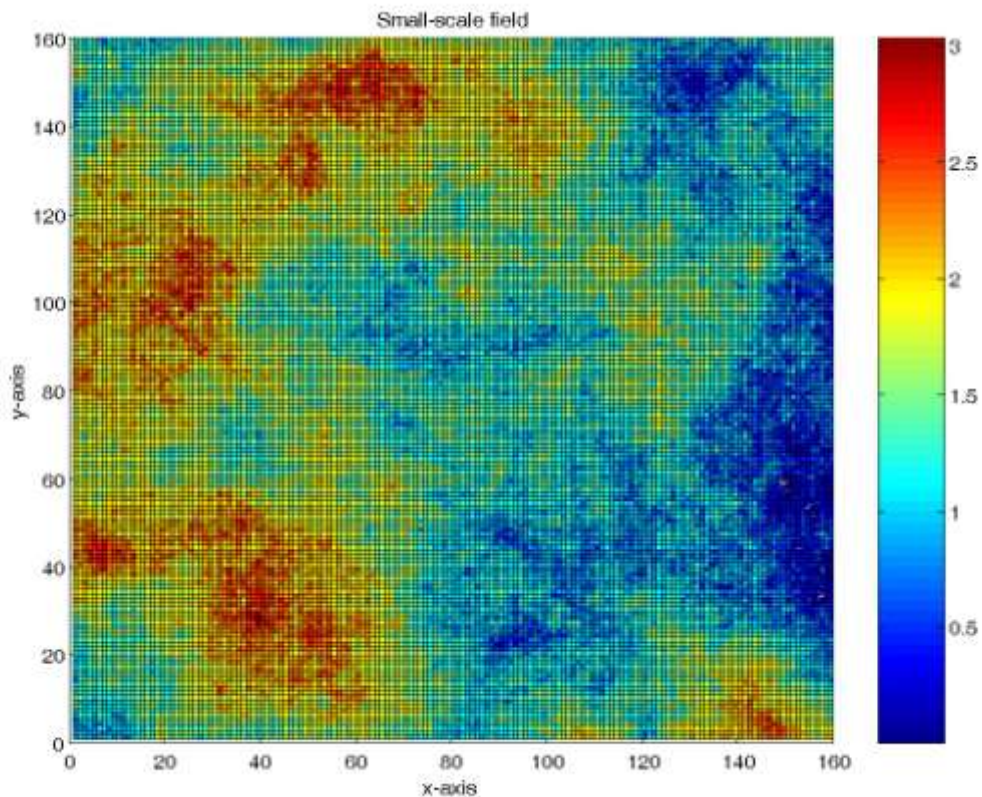
Ecuación 18

El método de renormalización simplificada se basa en el hecho que no calcula la K equivalente dos veces un bloque, más bien mediante un procedimiento en paralelo y en serie en el bloque en cada dirección del campo K original, así se obtiene un límite superior y otro inferior.

Los valores de conductividad hidráulica resultantes corresponden a un tensor diagonal, el cual está alineado a las principales direcciones de flujo. Para calcular la K renormalizada, si las celdas se arreglan en serie, entonces son reemplazadas por la media armónica  $\mu_h = 2k_1 k_2 / (k_1 + k_2)$  de las celdas de conductividad; por otro lado, si las celdas se arreglan en paralelo, las celdas son reemplazadas por la media aritmética  $\mu_a = (k_1 + k_2) / 2$ . El procedimiento se repite tantas veces como sea necesario, dependiendo del tamaño objetivo y un valor único para cada celda es asignado.

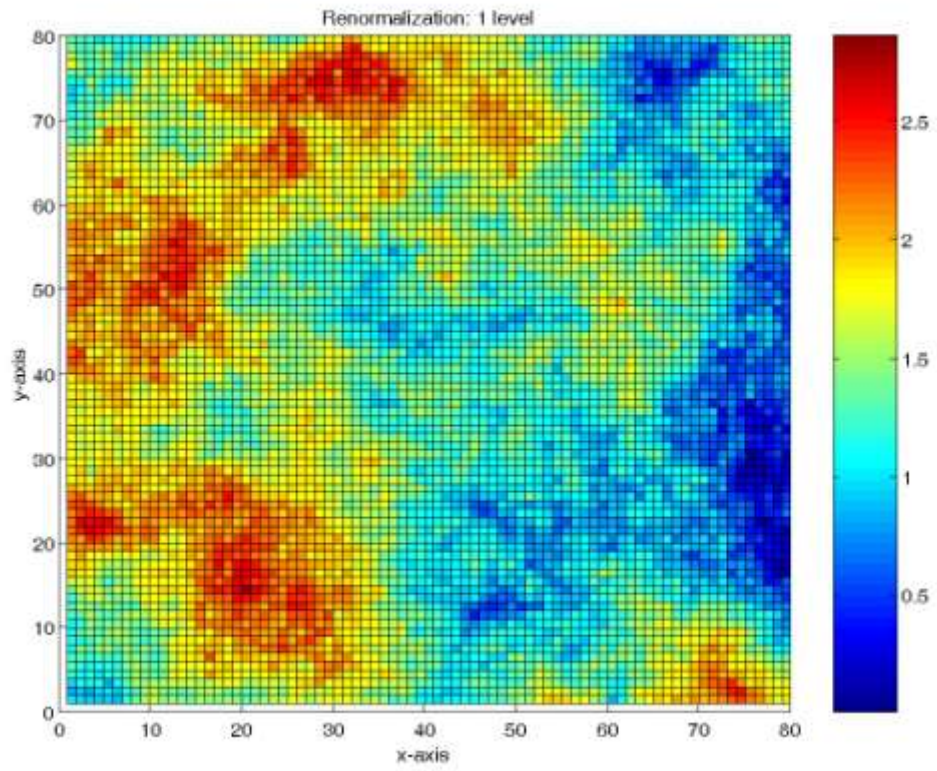
#### 4.10. Escalamiento mediante renormalización simplificada

Un campo sintético de mediciones fue considerado para probar la metodología propuesta para el proceso de escalamiento. Un campo de conductividad hidráulica conocido (Figura 4.2). El tamaño del arreglo consiste de 160 renglones y 160 columnas, resultando en 25,600 celdas unitarias. El procedimiento de renormalización fue aplicado hasta 5 niveles, esto es, arreglos de 80X80, 40X40, 20X20, 10X10 and 5X5. Los resultados para cada nivel de renormalización se muestran en las figuras siguientes:



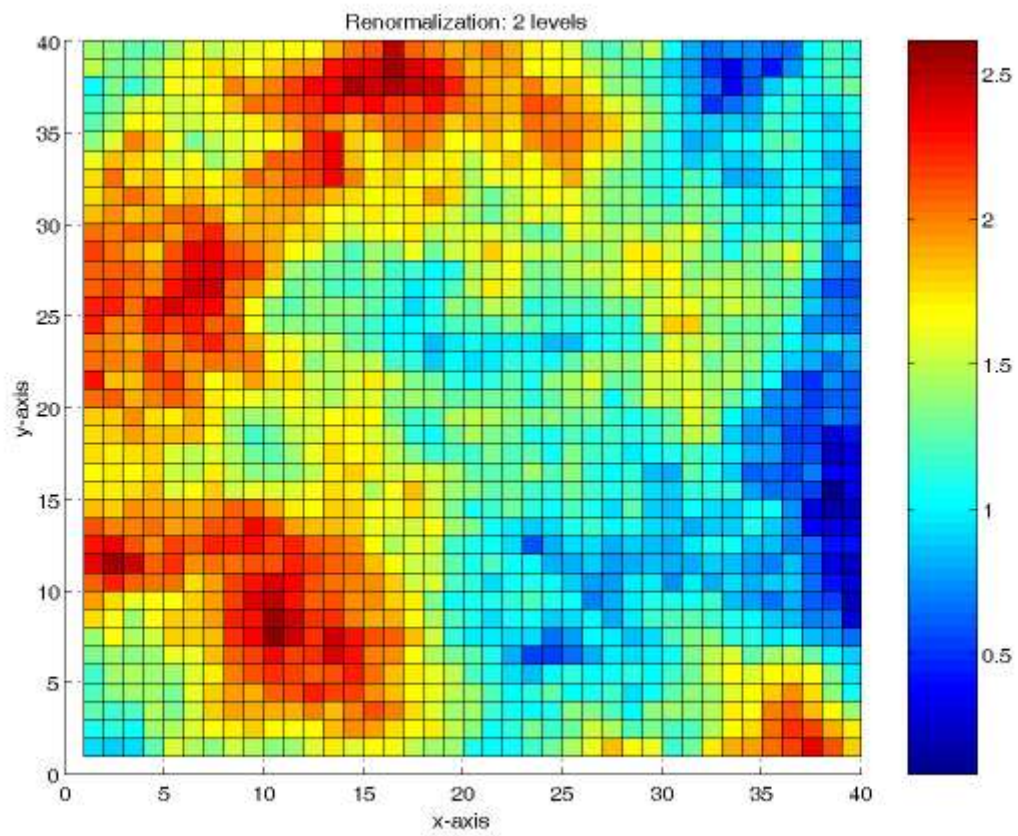
**Figura 4.2. Campo a escala pequeña, antes de renormalizar.**

Las imágenes escaladas muestran que la heterogeneidad del campo inicial es conservada al siguiente nivel de renormalización; como se esperaba, a medida que el proceso progresa, la variabilidad del campo disminuye. Sin embargo, los campos resultantes se asemejan a la heterogeneidad inicial dados por los valores altos y bajos en las áreas correspondientes. Como puede observarse, los valores bajos en la porción derecha del campo se mantienen en el proceso de renormalización.



**Figura 4.3. Renormalización al primer nivel.**





**Figura 4.4. Renormalización al segundo nivel**

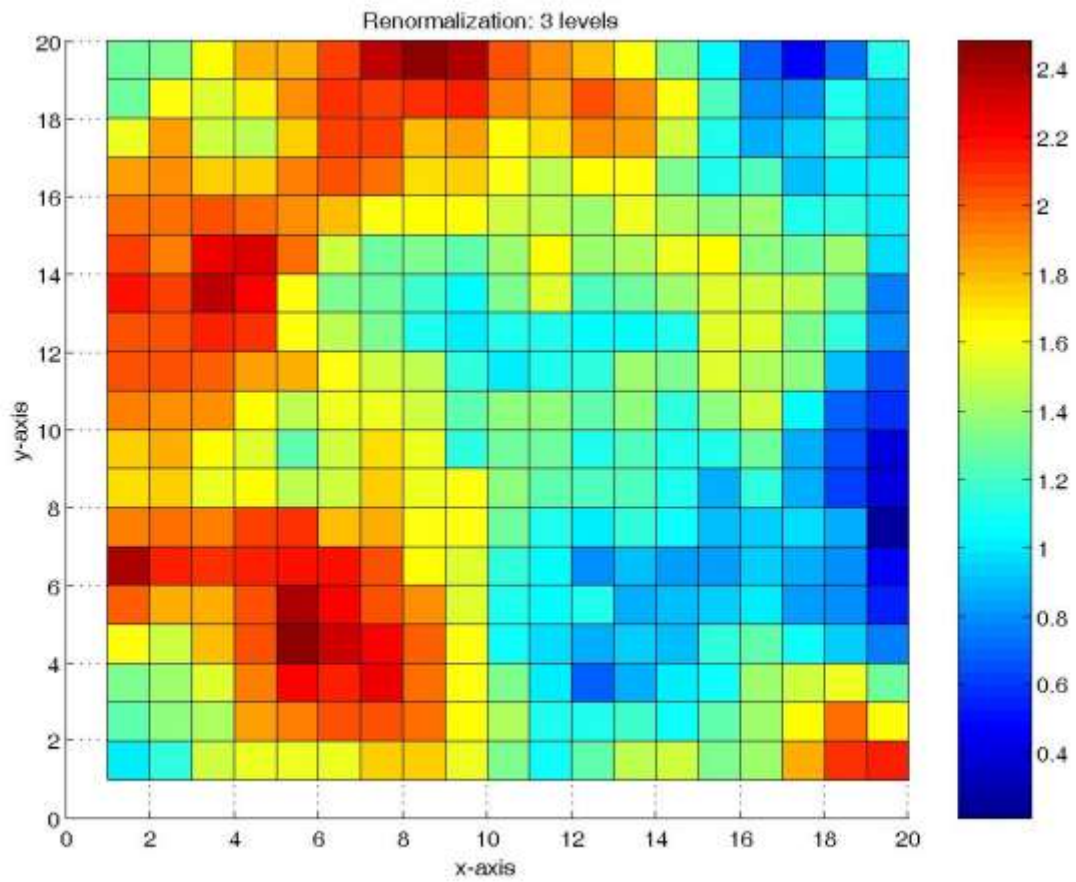
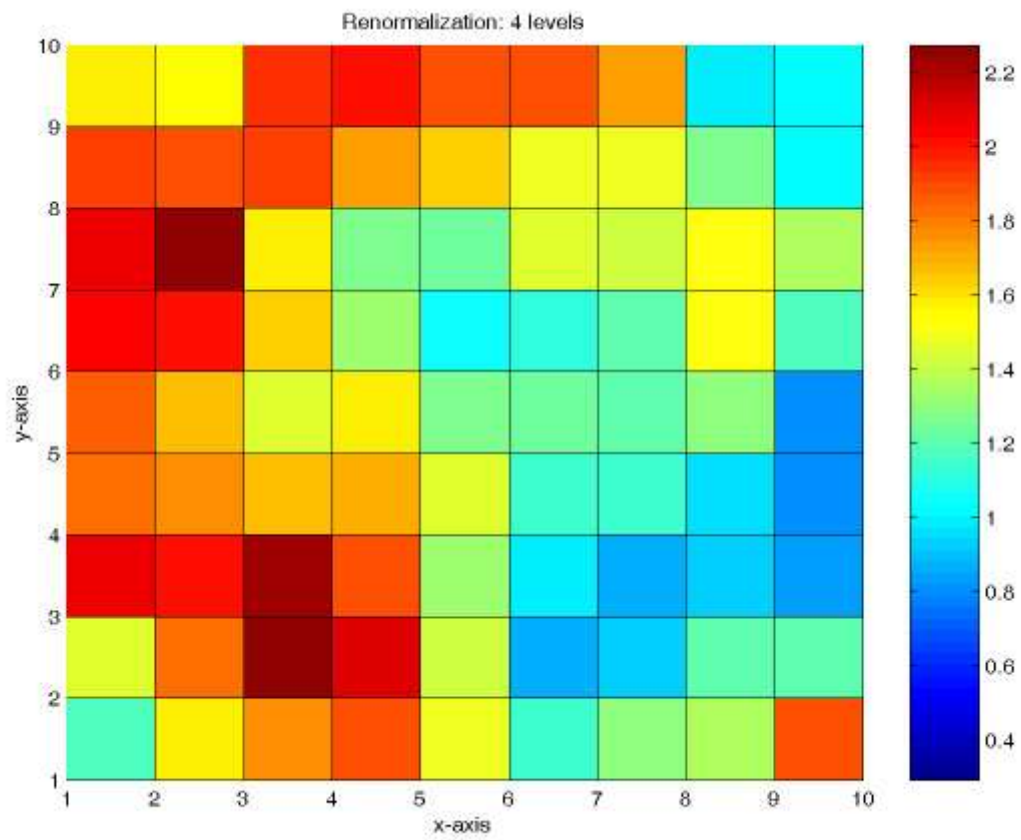
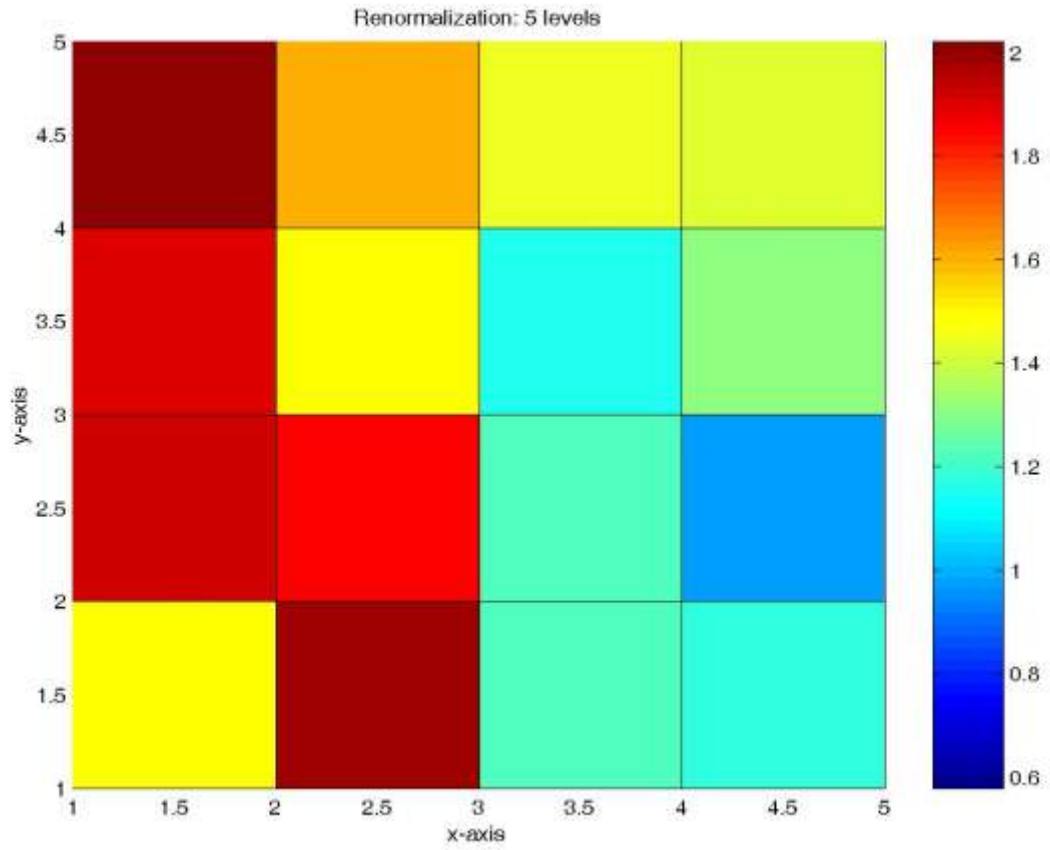


Figura 4.5. Renormalización al tercer nivel



**Figura 4.6. Renormalización al cuarto nivel.**



**Figura 4.7. Renormalización al quinto nivel.**

## **5. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO**

### **5.1. Localización del área de estudio**

El área de estudio se localiza en la zona denominada Valle del Mayo, en el estado de Sonora (Figura 5.1), cubriendo aproximadamente una franja de 60x50 km. El Valle del Río Mayo corresponde a la porción sur del estado de Sonora, en el noroeste de la República Mexicana.

Este valle se sitúa entre las coordenadas 26°40' y 27°20' de latitud norte, y entre los meridianos 109°20' y 109° 50' de longitud Oeste, respecto al meridiano de Greenwich.

El área está limitada al sur y al poniente por el Golfo de California y al oriente y norte, por la Sierra Madre Occidental. Al norte, noroeste y sureste, los límites no están definidos por elementos geográficos, pero coinciden con los límites del Distrito de Riego 038 Río Mayo.

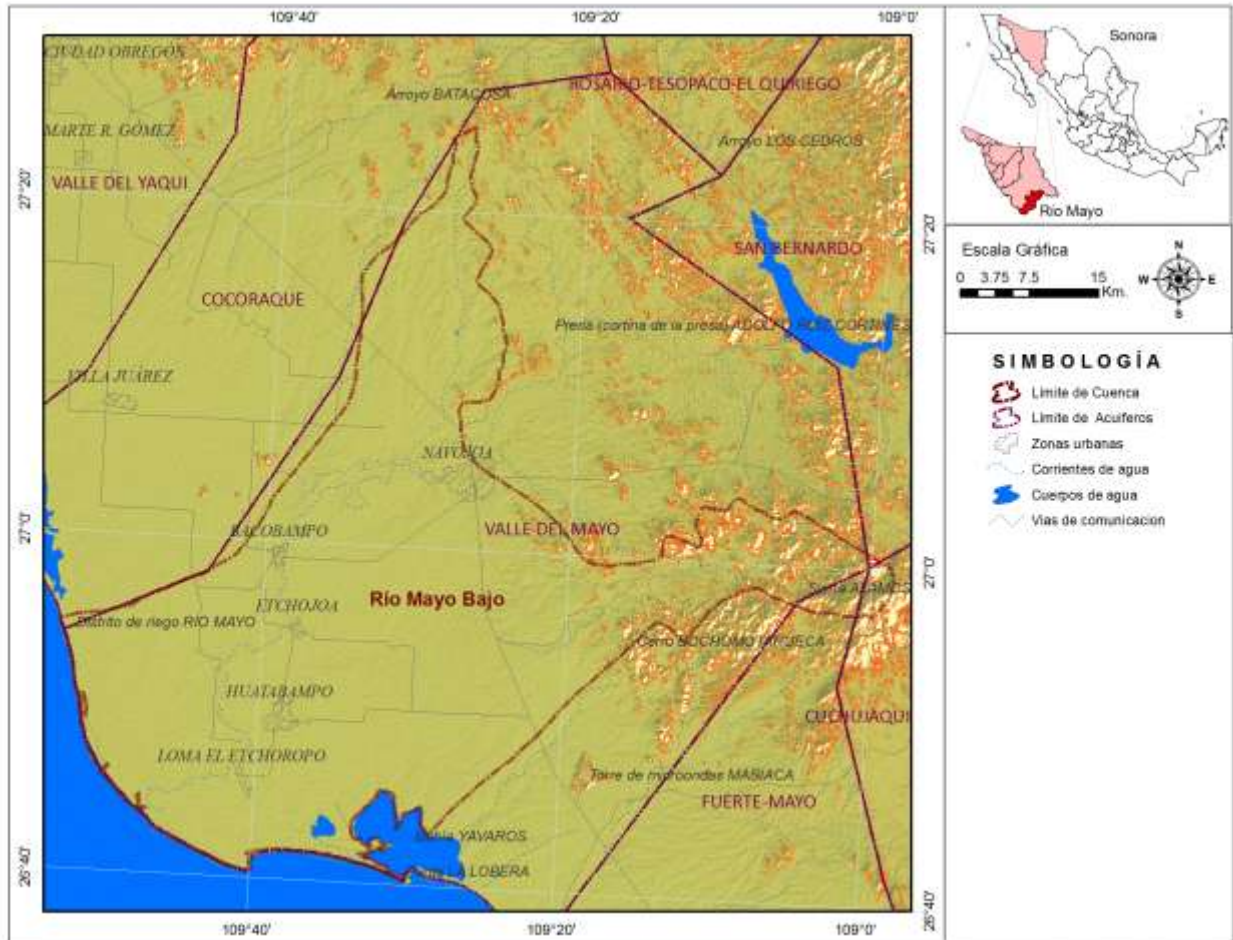
Existe una infraestructura importante, en lo referente a las vías de comunicación. Las facilidades que otorgan para el transporte han contribuido ampliamente en el fortalecimiento económico de esta próspera región, pues permiten un ágil movimiento comercial que influye de manera directa en la cotidianidad de los sonorenses.

La región está comunicada por vía terrestre mediante la Carretera Internacional No.15 México–Nogales, que enlaza a Navojoa y Ciudad Obregón, separadas a 50 km de distancia, aproximadamente.

Una de las rutas que constituye la infraestructura ferroviaria principal del estado, es la que comunica a Guadalajara con Ciudad Nogales, que se extiende en paralelo a la Carretera Federal No.15 y que a su paso cruza varias regiones agrícolas importantes, como son los distritos de riego Río Mayo y Río Yaqui; asimismo, las poblaciones de Navojoa y Ciudad Obregón.

En cuanto al Distrito de Riego 038 Río Mayo, existe una población de 253,508 habitantes, divididos en los municipios de Navojoa, Etchojoa y Huatabampo. La población económicamente activa en el año de 1990, fue de 78,729 habitantes, que representa el 30% del total de la población. El sector de mayor ocupación es el agropecuario, con 55.65%.

La tenencia de la tierra es otro aspecto importante a considerar. La explotación agrícola del suelo la realizan ejidatarios y pequeños propietarios. El sector ejidal cuenta con una superficie de 48,765 ha y 7,725 ejidatarios. La pequeña propiedad se constituye de 47,208 ha distribuidas en 3,737 propietarios. La mayor cantidad de superficie, tanto de pequeños propietarios como de ejidatarios se ubica en el municipio de Huatabampo.



**Figura 5.1. Localización del área de estudio.**

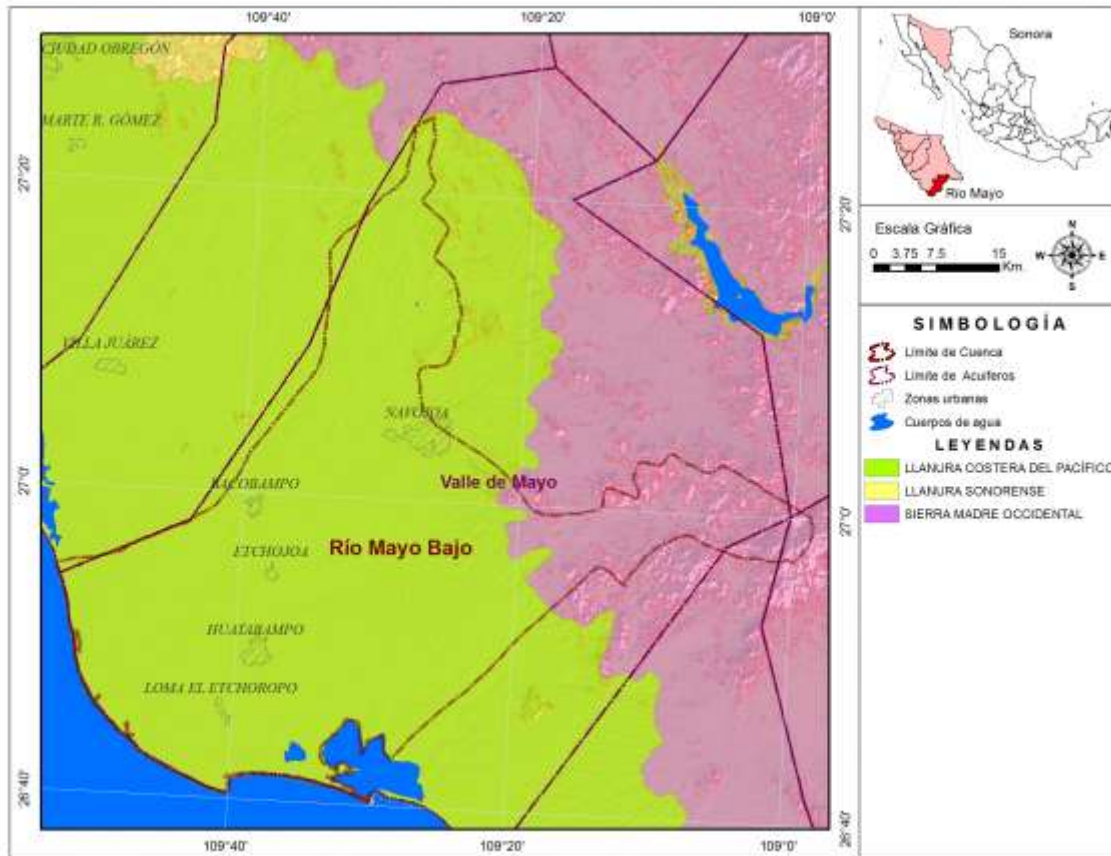
## **5.2. Fisiografía**

Este capítulo presenta una descripción de las particularidades más importantes del área de estudio desde un punto de vista fisiográfico, que incluye provincia fisiográfica, así como rasgos característicos de clima, vegetación y suelo.

### **5.2.1. Provincia Fisiográfica**

Con base en la clasificación de provincias fisiográficas reportadas por el INEGI (2000), la zona de estudio presenta dos provincias o regiones fisiográficas, denominadas: *i) Sierra Madre Occidental* y *ii) Llanura Costera del Pacífico*, con sus respectivas subprovincias Pie de la Sierra y Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa (Figura 5.2). A continuación, la descripción sucinta de cada una de ellas, en relación a las sub-provincias y sistemas de topofomas que las conforman.





**Figura 5.2. Provincias y Subprovincias Fisiográficas.**

### 5.2.2. Provincia Sierra Madre Occidental

Este sistema montañoso se formó a partir de la extrusión de materiales volcánicos, con predominancia de rocas félsicas de espesores de gran dimensión durante el Terciario Inferior a Medio. Una particular conjunción de actividad tectónica, rasgos litológicos, distribución de fracturas y procesos erosivos hídricos, propició la excavación de profundos cañones cuyos ejemplos más espectaculares se dan sobre la vertiente occidental de la sierra.

En cuanto a la climatología de la región, esta se caracteriza por ser cálida y semicálida subhúmeda.

Dominan en general bosques de encinos y coníferas en las partes altas de la sierra y sobre sus vertientes se extienden las selvas caducifolias.

En estas sierras se originan numerosos arroyos y ríos, algunos que drenan hacia el oeste. De norte a sur en la vertiente occidental se extiende el Río Mayo, con presas que alimentan al Distrito de Riego 038 Río Mayo; además, de la Presa Hidroeléctrica Adolfo Ruiz Cortines.

Únicamente la Subprovincia Pie de la Sierra, que pertenece a la Sierra Madre Occidental queda comprendida en el área de estudio.

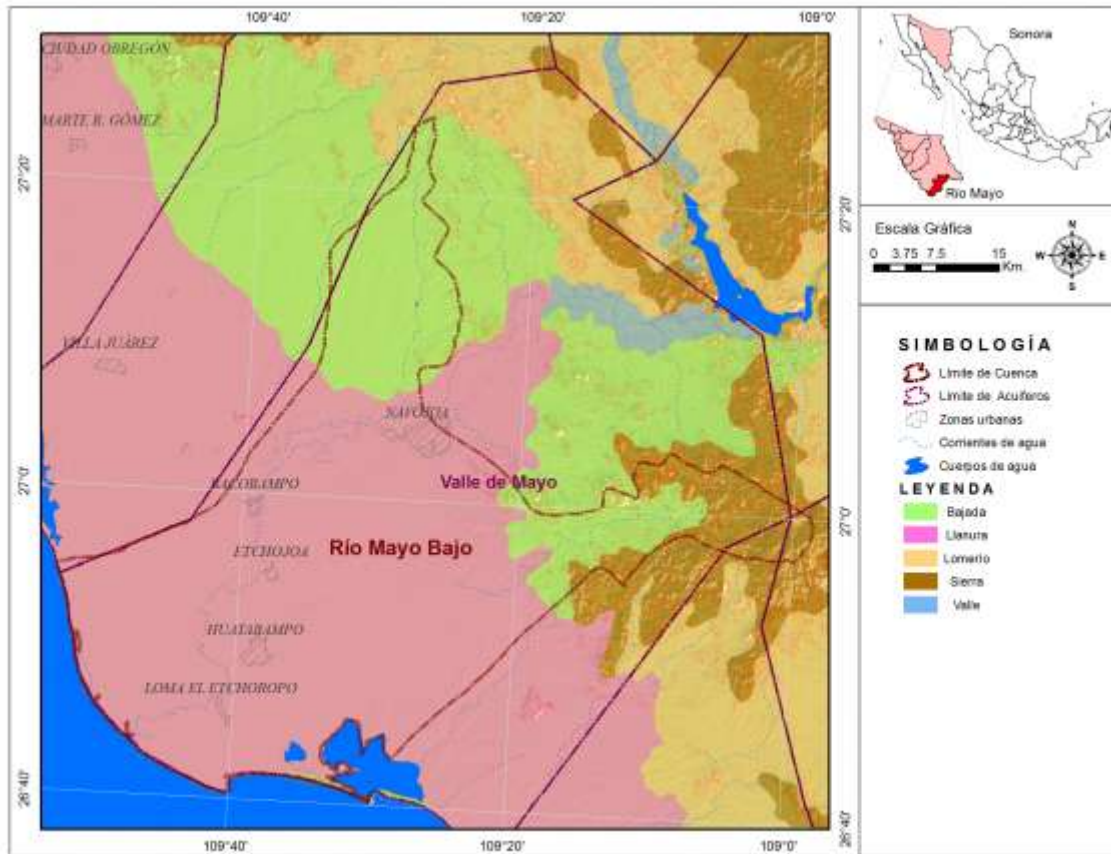
### **Subprovincia Pie de la Sierra**

Esta subprovincia tiene la forma de una franja angosta ubicada al poniente del macizo principal de la Sierra Madre Occidental. Limita al oeste con la Llanura Costera del Pacífico. Abarca parte de los municipios de Cajeme, Quiriego, Álamos, Navojoa y Huatabampo.

Las sierras son poco elevadas, pues sólo ciertas cumbres se levantan a más de 700m sobre los terrenos bajos que la rodean; están constituidas de uno o varios núcleos altos, acompañados de lomeríos y cerros más bajos con altura de 200 a 300m sobre los 50 msnm de las llanuras más cercanas. Presentan disección intensa, esto es, incisiones o hendiduras originadas por cursos de aguas erosionantes, además de algunas mesetas. Entre los lomeríos se encuentran llanuras aluviales.

Los sistemas de topoformas dominantes en la zona de estudio son las denominadas: *i)* Sierra alta, *ii)* Bajada de lomeríos y *iii)* Valle abierto de laderas tendidas con lomeríos (Figura 5.3).





**Figura 5.3. Sistemas de topoformas**

### 5.2.3. Provincia Llanura Costera del Pacífico

Tiene como límites, al norte el Desierto Sonorense, al este la Sierra Madre Occidental, al sur el Eje Neovolcánico y al oeste el Océano Pacífico. Comprende parte de los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit. El área de estudio, se caracteriza por ser una llanura angosta y alargada que está cubierta de aluviones depositados por los ríos que drenan desde la Sierra Madre Occidental. Esta llanura de hecho se extiende por debajo de las aguas del Pacífico, para integrar una amplia plataforma continental –zona del piso oceánico adyacente al continente–. La isobata de los 200m se encuentra alejada unos 200 km de la costa en casi todo lo largo del litoral.

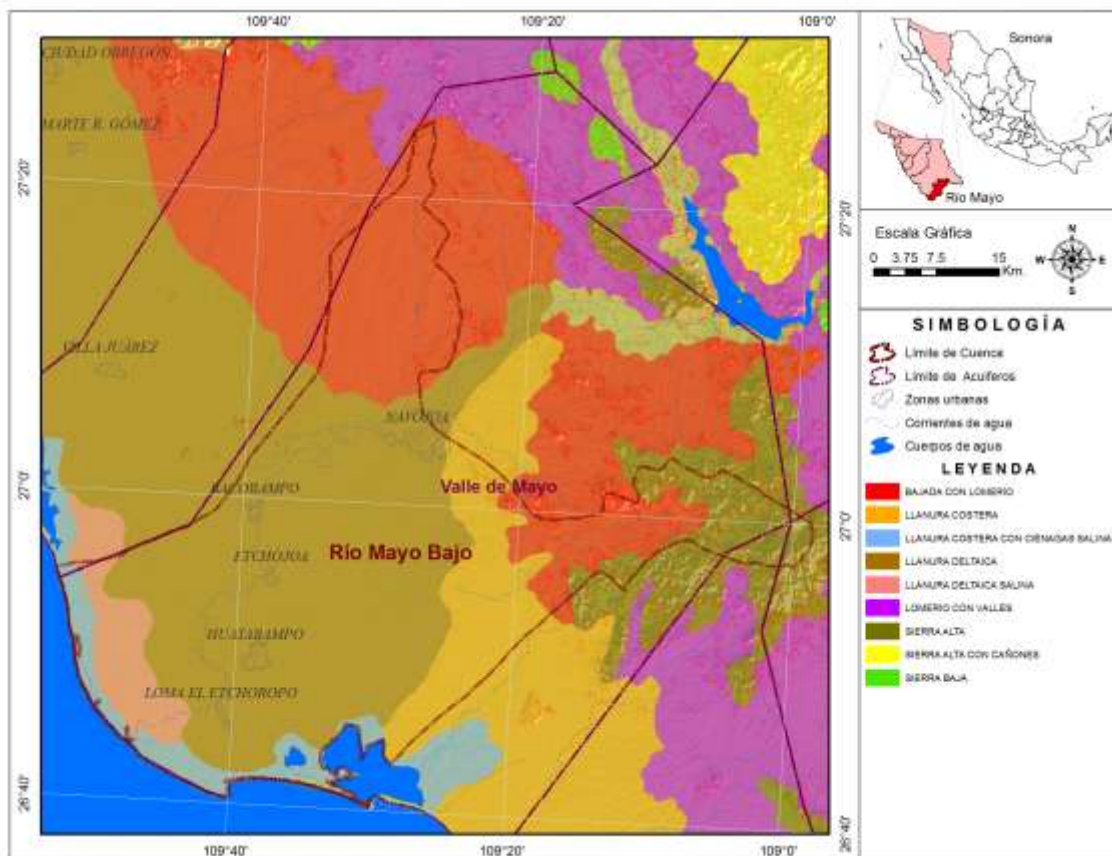
El clima es uniformemente cálido en toda la región, pero existe una gradación de norte a sur, con respecto a la humedad que va del seco al subhúmedo con todas las transiciones.

La vegetación dominante es la selva baja caducifolia, aunque también ocupa una parte importante el matorral sercocaule; sólo en las zonas ribereñas se encuentran manglares.

A la zona de estudio, le corresponde únicamente parte de la Subprovincia Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa.

### Subprovincia Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa

Esta subprovincia engloba en forma completa a los municipios de Etchojoa, además incluye parte de los de Huatabampo, Navojoa, Quiriego y Cajeme. Le corresponde a esta subprovincia el delta del Río Mayo, parcialmente fusionado con el delta del Río Yaqui, en los cuales está ubicado el Distrito de Riego 038 Río Mayo. Todo su territorio se encuentra casi a nivel del mar y la mayoría del mismo está cubierto de material aluvial. La línea de costa es sinuosa con un buen número de bahías y esteros. Dentro del área de estudio, la integran cinco sistemas de topoformas: *i) Bajada, ii) Llanura aluvial, iii) Llanura deltaica, iv) Llanura ciénega y v) Llanura salina* (Figura 5.4).



**Figura 5.4. Sistemas de topoformas de la Subprovincia Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa**

### **5.3. Geomorfología**

Dentro del área de estudio y sus alrededores, existen dos unidades geomorfológicas muy importantes, para comprender el comportamiento de las aguas meteóricas que escurren, infiltran o se evapotranspiran. La interpretación de las unidades se hizo en base a las imágenes de satélite LANDSAT y a los modelos de elevación digital del área de estudio. Estas son la zona de montaña perteneciente a la Sierra Madre Occidental, localizada al norte y oriente del área de estudio y la zona de planicie costera, que se localiza al sur de la unidad anterior.

La Sierra Madre Occidental, se caracteriza por ser una zona de alto potencial de recarga de aguas al subsuelo de la planicie costera. La cual está constituida por montañas volcánicas en forma de mesetas irregulares edificadas con materiales piroclásticos y lavas de composición silícica principalmente, con intercalaciones de material clástico; estas mesetas se encuentran disectadas por angostos y profundos cañones. La distribución de las sierras está controlada por el sistema de fallas normales que han afectado esta región. La porción central muestra montañas complejas originadas por movimientos tectónicos que generaron plegamientos, intrusiones y fallamientos; estas montañas están constituidas por rocas sedimentarias, volcánicas, intrusivas y metamórficas, y están separadas por depresiones que han sido rellenadas por materiales detríticos continentales que al erosionarse formaron una serie de lomeríos al pie de las sierras.

Por su parte la planicie costera corresponde al delta del Río Mayo, compuesto por acumulaciones de material detrítico no consolidado del Terciario Superior y Reciente interrumpido por antiguas islas, ahora en forma de cerros y pequeñas serranías, constituidas por rocas metamórficas e ígneas; en la franja costera hay esteros, bahías y depósitos arenosos que debido a la acción de las corrientes litorales, mareas, oleaje y vientos, han desarrollado dunas paralelas, barras, barras islas, tómbolas y flechas. La zona de detritos se encuentra alineada y paralela a la costa.

#### **5.3.1. Caracterización geomorfológica**

El paisaje geomorfológico de la región, presenta una relación íntimamente ligada con la forma y disposición del delta del Río Mayo y por formaciones de origen volcánico que predominan en esta zona. Para caracterizar geomorfológicamente el área es necesario definir los tipos de relieve que son función del tipo de estructura geológica y del grado de disección del relieve que presenta cada unidad en función de su edad.

#### **Relieve endógeno volcánico acumulativo**

Este tipo de relieve, es el resultado de la actividad volcánica del Oligoceno al Plioceno y Pleistoceno que cubre gran parte del relieve del área, se divide a su vez en relieve volcánico efusivo y efusivo–explosivo.

### **Relieve volcánico efusivo**

Dentro de este relieve se agrupan todas las mesetas de lava y derrames que tiende a formar laderas de lava, así como ríos de lava. Este tipo de relieve tiende a formar zonas muy permeables expuestas en las zonas de recarga y son zonas que favorecen la infiltración, mientras que si se encontrara en las zonas de descarga actuaría como acuífero, principalmente por su tendencia a presentar fracturas de enfriamiento y tubos de lava y cavernosidades que favorecen la acumulación y flujo de aguas subterráneas.

### **Relieve endógeno modelado**

Se incluyen aquí las formas de relieve que fueron originadas en las laderas volcánicas que forman los lomeríos y sierras.

### **Laderas montañosas volcánico-erosivas**

Dentro de esta clasificación se incluyen las sierras bajas y lomeríos que se encuentran en la porción nororiental del área de estudio por ser laderas de material volcánico, formado por ignimbritas y tobas, que originalmente presentaban una pendiente suave, pero que actualmente se encuentran cortadas por cañadas profundas.

Este tipo de relieve se forma generalmente en las rocas formadas por las grandes calderas del Terciario, asociadas a la actividad de la Sierra Madre Occidental.

### **Relieve exógeno**

Se incluye en este tipo de relieve a los rasgos que son formados por procesos exógenos destructivos, como el intemperismo, erosión y disolución. Se incluyen también los procesos exógenos constructivos como los depósitos fluviales, marinos y eólicos, que edifican formas del relieve.

### **Relieve erosivo fluvial**

Es el generado por procesos de disección del relieve por la acción de las corrientes fluviales, cuyo desarrollo se presenta en los valles que rodean al río mayo.

### **Relieve acumulativo fluvial**

Es el que se forma en los depósitos del cauce del río mayo, como son las llanuras de inundación, terrazas, etc.

### Relieve acumulativo proluvial

Este tipo de relieve corresponde a los llamados conos de deyección o abanicos aluviales, que son muy importantes en la zona, y se han clasificado como depósitos de pie de monte.

### Relieve acumulativo marino

Este corresponde con los depósitos costeros, como son las barras, médanos costeros, tómbolas, cantiles, nichos, playas y bancos.

### Relieve fluviomarino deltáico

Este relieve es el causado en general por la acción conjunta del relieve acumulativo fluvial, combinado con el relieve acumulativo marino, dando lugar a la formación del delta del Río Mayo.

### 5.3.2. Unidades hidrogeomorfológicas

Desde el punto de vista de la hidrogeomorfología, se pueden clasificar unidades, en función de su densidad de drenaje, el tipo de relieve y los procesos geomorfológicos formadores de las topofomas. A continuación, en la tabla 5.1 se resumen las unidades hidrogeomorfológicas que identifican a la región, con algunas de sus características más peculiares relacionadas con el comportamiento del agua superficial y su capacidad de infiltración o escurrimiento.

**Tabla 5.1. Unidades hidrogeomorfológicas.**

Unidad hidrogeomorfológica	Densidad de Drenaje	Comportamiento hidráulico
Relieve volcánico efusivo	Baja	Zona muy permeable favorece la infiltración y también es un buen acuífero cuando se le encuentra en el subsuelo.
Laderas montañosas volcánico-erosivas	Media	Baja permeabilidad cuando está desprovista de vegetación en la superficie, a profundidad puede ser un acuífero.
Relieve erosivo fluvial	Alta	Alta permeabilidad a lo largo de los cauces, la permeabilidad en su entorno depende de la roca que se encuentre erosionando.
Relieve acumulativo fluvial	Baja	Buenos como lentes permeables cuando están en el subsuelo.
Relieve acumulativo proluvial	Media a Alta	Buenos como acuíferos cuando están debajo del nivel freático o en la superficie. Actúan como zona de recarga.
Relieve acumulativo marino	Baja	Favorecen la formación de acuíferos costeros de poco espesor y la intrusión salina en ocasiones.
Relieve fluviomarino deltáico	Media a Alta	Zona de intercambio del agua dulce y salada, también intercambio de fuerza erosiva menor del mar y mayor fuerza constructiva fluvial.

## **6. GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA**

### **6.1. Geología**

Un aspecto fundamental para entender el comportamiento de las aguas subterráneas, es discernir el contexto geológico que la respalda. Por lo tanto, en este capítulo se pretende mostrar, en primera instancia, la distribución de unidades geológicas que afloran en el área de estudio, resaltando sus características litológicas y estructurales. Posteriormente, con base en la geología superficial, descripción de cortes litológicos y sondeos eléctricos verticales, se presenta la conformación geológica del subsuelo, señalando aspectos importantes para la elaboración del ambiente hidrogeológico, como parte del modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico del sistema en cuestión.

#### **6.1.1. Contexto geológico regional**

El área que nos ocupa comprende lo que es propiamente la Llanura Costera del Pacífico y el occidente de la Sierra Madre Occidental. Esta región, se caracteriza por presentar un levantamiento potente durante el Cretácico Superior, como resultado de un fase de esfuerzos compresivos, durante los cuales se registra actividad ígnea a través del emplazamiento de intrusivos graníticos y emisión de lavas de composición variable de andesíticas a riolíticas.

A principios del Terciario en el noreste de Sonora se desarrolla un conjunto plutónico volcánico que dio origen a los pórfidos cupríferos de Sonora.

El evento volcánico más importante durante el Terciario lo constituyen las emisiones de ignimbritas del Oligoceno–Mioceno, que son una extensión hacia el poniente de los eventos formadores de la Sierra Madre Occidental.

Durante el Terciario Superior la región estuvo sujeta a una serie de fallamientos normales que afectaron todas las unidades anteriores, en dirección noroeste-sureste, cuyas depresiones fueron rellenadas por sedimentos producto de la erosión de estructuras aledañas.

Para fines del Terciario e inicios del Cuaternario ocurrió la efusión de basaltos alcalinos, que ha sido relacionada junto con fallas contemporáneas, con la apertura del Golfo de California.

Por último, como consecuencia del fuerte aporte de sedimentos arrastrados por el Río Mayo y la gran energía de este río desde el Pleistoceno, se formó el delta del Río Mayo.

### **6.1.2. Estratigrafía**

En el siguiente apartado se describen las unidades geológicas que afloran en el área de estudio, según estudios y cartografía previa, en el orden cronológico pertinente; es decir, de la más antigua a la más reciente; posteriormente se presenta el mapa geológico (Figura 6.1) y tabla de distribución de unidades litológicas (Tabla 6.1). La descripción corresponde a 13 unidades litológicas, con edades que van desde el Jurásico hasta el Reciente.

#### **Metasedimentario, J–K**

Esta unidad comprende una secuencia arrítmica de filitas, pizarras, ortocuarcitas afectadas por hidrotermalismo, calizas recristalizadas, cuarcitas y esquistos; con textura por lo general lepidoblástica.

El protolito corresponde a una secuencia arcillo-arenosa con horizontes calcáreos afectada por metamorfismo regional de bajo grado. Presenta una clara foliación con micropliegues y clivaje de fracturamiento.

Las filitas y pizarras contienen grafito; son de color gris oscuro y se presentan en capas delgadas de 20cm de espesor. Muestran evidencias de un tectonismo potente con micropliegues en chevrón.

Las ortocuarcitas son de color gris verdoso y gris oscuro con tonalidades rojizas y amarillo ocre, presentan estructura masiva y abundantes bandas delgadas de sílice; se encuentran esporádicos horizontes de areniscas conglomeráticas, también afectadas por hidrotermalismo.

La caliza espática producto de una recristalización, presenta fracturas rellenas de espatita; su estructura es masiva; es de color gris claro con tonos blancos e intemperiza con tonos amarillo ocre.

Los esquistos son de facies esquistos verdes, subfacies de biotita, clase cuarzo-feldespática, de textura esquistosa lepidoblástica, con minerales de cuarzo, biotita, sericita, zircón, hematina y magnetita, de estructura deleznable y de color pardo claro con tonos rojizos y amarillo ocre.

Subyace discordantemente a las unidades calcáreas y detríticas cretácicas, así como a las ignimbritas oligo–miocénicas y a la Formación Baucarit.

Esta unidad fue asignada al Jurásico–Cretácico de acuerdo con la semejanza en características y estilo de deformación con la secuencia metasedimentaria de mar marginal descrita por Campa (1979), en la región de Arcelia–Teloloapan, en el estado de Guerrero. Su expresión morfológica es abrupta; aflora en los profundos cañones del Río Mayo.

## **Granodiorita, K (gd)**

Esta unidad se caracteriza por contener cuerpos de granito y troncos de monzonita originados por diferenciación magmática, constituye parte del batolito de Sonora y Sinaloa y presenta una variedad de facies mineralógica desde granito *sensu strictus* hasta rocas de gneiss de turmalina, moscovita y cuarzo.

La granodiorita tiene como minerales esenciales cuarzo, oligoclasa andesina, ortoclasa y microclina, y como accesorios hornblenda, esfena, apatito, zircón, sericita y en mayor abundancia biotita. La textura es holocristalina con variación de granular a inequigranular, estructura compacta, alteración hidrotermal, formas redondeadas debido al intemperismo en las partes más elevadas.

El granito corresponde a un tronco con incipiente metamorfismo es de color blanco y rosado con tonalidades negras. Sus minerales esenciales cuarzo, microclina y oligoclasa y los accesorios son moscovita, biotita, hematita, apatito, sericita, epidota y clorita. Su textura es holocristalina granular con variación de halotriomórfica a hipidiomórfica; estructura compacta fanerítica y rasgos de alteración hidrotermal.

La unidad se localiza en la porción central y noreste, intensamente fracturada intrusionada por diques aplíticos, dioríticos y pórfidos andesíticos, cubierta en parte por sedimentos de la planicie costera y hacia el este por ignimbritas de la Sierra Madre Occidental. Es poco resistente a la erosión por lo que forma lomeríos y planicie ondulada. Durante la intrusión su temperatura fue baja debido a que las rocas encajonantes no muestran efectos térmicos por lo que es posible que el emplazamiento haya sido efectuado por una masa cristalina de baja temperatura. Sólo se encuentran efectos de metamorfismo dinámico y mineralización de sulfuros producidos por intrusiones posteriores.

Varios autores le atribuyen edad del Cretácico Tardío al Oligoceno, y ha sido confirmada por estudios radiométricos realizados en el municipio de Choix, 32 a 59 m.a., en el municipio El Fuerte, 52 a 76 m.a. y de 75 m.a. al sur de la Presa Miguel Hidalgo, lo que sugiere esta variación de millones de años haya ocurrido varios períodos de intrusión.

## **Riolita-Toba félsica, Tom(R-Ta)**

La forma una secuencia irregular de rilita fluidal y esferulítica, ignimbrita, toba riolítica y brecha volcánica ácida con intercalaciones de dacita, latita y riodacita.

La riolita fluidal es de color rojizo y rosado con estructura compacta y textura microcristalina porfídica, presenta pseudolaminación plegada con microfallas inversas; la riolita esferulítica es de color rosa y gris que intemperiza en ocre. Las esferulitas aparentemente se desarrollaron a expensas de la matriz criptocristalina que las engloba. Se hallan rellenas de cuarzo.



La ignimbrita es de color gris crema con estructura fluidal y textura merocrystalina piroclástica, contiene en su composición minerales de cuarzo, sanidino, oligoclasa, andesina, biotita, clorita apatito zircón y hematina.

La toba y la brecha son rosadas de textura merocrystalina piroclástica, estructura compacta porfídica y matriz hialopilitica desvitrificada. La primera tiene minerales de cuarzo, oligoclasa, andesina, sanidino, pequeños fragmentos de rocas y esferulitas de cuarzo, biotita y hematina. La segunda está formada por fragmentos angulosos de rocas volcánicas félsicas e intermedias englobados en matriz areno-tobáceas.

Su morfología es de sierra y mesas disectadas, que se localizan en zona aislada en el centro y este sobreyaciendo discordantemente a rocas intrusivas volcánicas y andesíticas y a rocas más antiguas.

Su edad se correlacionó con los eventos de actividad ignimbrítica ocurridos en la parte superior del Oligoceno.

### **Toba félsica-Brecha volcánica félsica, Tom (Ta-Bva)**

Secuencia compuesta por una alternancia rítmica de toba, toba brechoide y brecha volcánica con escasos derrames riolíticos intercalados. Son de color amarillo claro, blanco, gris rosado y amarillo que intemperizan a café rojizo y gris claro. Presenta horizontes masivos con espesores variables de 5 a 80 m. Algunos forman acuñaamientos y yacen horizontalmente, aunque localmente se advierten ligeramente ondulados; en ciertos niveles se encuentran bancos de arenisca cuarzo feldespático de grano fino a medio.

La toba varía de riolítica a riodacítica de textura merocrystalina piroclástica, tiene esferulitas rellenas de cuarzo y está formada por cuarzo, sanidino, oligoclasa, andesina, biotita, hematina y magnetita.

La toba brechoide es rica en fenocristales de biotita de 5mm, líticos de andesita aproximadamente del mismo tamaño, prismas de hornblenda hasta de 6mm de longitud y fragmentos de pómez hasta de 12mm de diámetro. La matriz es criptocrystalina a vítrea con grados variables de caolinización. La brecha tiene fragmentos angulosos de riolita, andesita, pómez y material piroclástico que evidencia un vulcanismo de tipo explosivo.

La riolita es de color rosa que intemperiza a café. Tiene textura porfídica con fenocristales de oligoclasa, cuarzo, andesina y biotita.

La secuencia también contiene horizontes de toba bentonítica y toba vítrea; hacia la base de la secuencia generalmente se encuentran vitrificados que separan esta unidad de las rocas volcánicas intermedias que subyacen. La unidad se presenta de moderada a fuertemente fracturada y fallada, forma topografía de mesetas cortadas por profundos cañones.

Su edad se determinó por correlación con las rocas del sistema Sierra Madre Occidental.

### **Volcanoclástico, Tom (volcanoclástico)**

Unidad depositada en un medio ambiente lacustre, consta de conglomerado formado con clastos hasta de 80cm. de diámetro, subangulosos y bien redondeados de rocas volcánicas de composición intermedia y félsica englobados en matriz tobácea, poco coherente; se halla intercalada con arenisca tobácea de grano fino y lutita bentonítica de color crema en horizontes delgados y medianos; la arenisca contiene fragmentos bien redondeados de riolita de 3cm. de diámetro y la lutita bentonítica exhibe biotita detrítica muy diseminada. Se encuentra también intercalada con arenisca brechoide gris claro, en capas delgadas y brecha sedimentaria con clastos de caolín; la matriz es tobácea en ambos casos. Forma lomerío rodeado por los materiales volcánicos de composición félsica de la misma edad.

### **Conglomerado, Ts (cg)**

Formado por depósitos continentales constituidos por conglomerado y arena conglomerática en menor cantidad, bien clasificados, poco compactos, cementante calcáreo; sus cantos son redondeados y subredondeados, sus componentes proviene de rocas volcánicas félsicas y máficas y en ocasiones de rocas ígneas intrusivas; su color es blanco y amarillo claro con tonos rojizos y negros. La matriz contiene arena, limo y arcilla; los componentes de la arena son cuarzo, feldespato y líticos de rocas ígneas extrusivas. Estos depósitos constituyen las evidencias de antiguos abanicos aluviales y coluviales que se desarrollaron en el pie de monte; rodean a antiguas prominencias que formaban islas. Su morfología es de planicie ondulada y lomerío de pendiente suave que se localizan en el centro y norte del área.

Su edad se correlaciona con los clastos continentales de la Formación Baucarit del Terciario Superior.

### **Arenisca-Conglomerado, Ts(ar-cg)**

Unidad constituida por litarenita, arenisca conglomerática y conglomerado depositados en un ambiente continental.

La litarenita es de grano medio y grueso, compuesta por arena subredondeada de cuarzo, líticos, feldespato, biotita y hornblenda, se presenta en estratos de 30cm de espesor, aproximadamente.

El conglomerado tiene clastos subredondeados de toba ácida, granito, granodiorita, andesita, basalto y caliza con diámetro de 20cm. en promedio, contenidos en una matriz arenosa y algunas veces con cementante calcáreo, en general está bien compactada, mal clasificada y poco cementada, forma estratos

gruesos de color pardo rojizo; las capas se observan horizontales o con pequeña inclinación hacia el poniente. Su expresión morfológica es de lomerío.

### **Basalto-Brecha volcánica básica, Ts (B-Bvb)**

Es una alternancia de derrames y material piroclástico máfico. El basalto es andesítico de textura holocristalina porfídica con matriz pilotaxítica de color negro que intemperiza a café claro; sus minerales son: labradorita, andesina, clinopiroxeno, ortopiroxeno, pirita, magnetita y hematita; presenta estructura compacta y vesicular, fracturamiento intenso que forma bloques.

La brecha volcánica está formada por fragmentos subangulosos de rocas ígneas andesíticas, basálticas y vítreas, en matriz tobácea intermedia y vidrio félsico; su color es café claro con tonos oscuros y su textura es holocristalina piroclástica. Forma lomas aisladas.

Esta unidad representa la culminación del vulcanismo del terciario.

### **Basalto, Ts (B)**

Formado por delgados derrames de basaltos de olivino con textura que varía de afanítica a holocristalina intergranular; su composición mineralógica es de labradorita, andesina, piroxeno, hiperstena y augita, como accesorios olivino alterado a iddigsita, magnetita y hematita. Es de color negro y estructura compacta, con fracturamiento intenso en forma de bloques. Se presenta en pequeños remanentes y sobreyace en discordancia a la unidad de granodiorita del Cretácico.

Constituye la culminación del vulcanismo del Terciario en el área. Morfológicamente forma mesetas alargadas de poco espesor.

### **Eólico, Q (eo)**

La unidad constituye cordones de dunas asimétricas paralelas o sub-paralelas a la costa que se han desarrollado en el material arenoso retrabajado por la acción del mar y que ha sido transportado y depositado por los vientos procedentes del oeste. Algunas dunas alcanzan alturas hasta de 30m. Los componentes de las arenas son cuarzo, feldespato, fragmentos líticos y de conchas de grano fino color amarillo claro sin consolidar y ocasionalmente muestran estratificación cruzada.

### **Litoral, Q (li)**

Sedimento arenoso de origen marino depositado por movimientos de intermarea. Sus componentes son cuarzo, feldespato, micas, fragmentos de conchas y de rocas ígneas y metamórficas. La arena es de grano fino, redondeado y subredondeado de superficie lisa y brillante. Se localiza formando grupos de

alineación paralelas de barras, tómbolas, flechas y playas que atestiguan indicios de antiguas líneas de costa así como una actual regresión marina.

### **Lacustre, Q (la)**

Sedimento de arcilla y limo expansivo y de poco espesor. Sobreyace a arena fina de color rosa que cambia a café oscuro cuando se humedece. Muestra interestratificación donde es posible observar laminaciones pequeñas de limo. Sufre contaminación salina debido a la invasión intermitente del mar sobre las partes bajas del continente. Su morfología es de planicie. Se localiza en áreas de inundación cercanas a la costa.

### **Aluvial, Q(al)**

Depósito de grava, arena, limo y arcilla no consolidada. Su granulometría varía de material grueso al pie de la sierra a fino hacia los valles y la costa. Su color es café claro y amarillo. Se originó en el depósito de material detrítico que generaron los ríos Mayo y Fuerte al unir sus deltas. El carácter progradante de sus materiales se favoreció por la existencia de prominencias rocosas que formaban antiguas islas, que propiciaron el aporte y acumulación rápida de sedimentos que disminuyeron la profundidad del agua y favorecieron el avance de los deltas. Actualmente las formas deltáicas del Río Mayo son del tipo lobado y culpado en su desembocadura. Forman una extensa planicie en la costa del golfo de California.

### **6.1.3. Geología estructural**

Los rasgos estructurales constan de un intenso patrón de fallas normales y fracturas con dirección aproximada norte-sur y derivaciones hacia ambos lados que afectan en mayor medida a rocas volcánicas ácidas que corresponden a los efectos de la apertura del golfo de California que provocó la generación de fosas tectónicas donde se acumularon gruesos paquetes de productos volcanoclásticos.

En general se puede establecer que en la zona de estudio se aprecian dos arreglos de fracturas, el más importante, como se señaló anteriormente, coincide con la dirección del rumbo de las rocas del terciario volcánico, es decir en dirección que es casi la N-S que manifiestan el evento distensivo del Terciario Medio a Superior, que inició la apertura del Golfo de California.

El otro arreglo principal, se asocia con lineamientos que al parecer son expresión de fracturas profundas de la corteza, y coincide con la dirección del Río Mayo, cuando fluye sobre las porciones elevadas, antes de su salida hacia la llanura deltáica.

Las mesetas basálticas y volcanes escudo que indican fracturamiento profundo de la corteza, se presentan con orientación SE-NW, que se asocia a eventos distensivos relacionados con la apertura del Golfo de California.

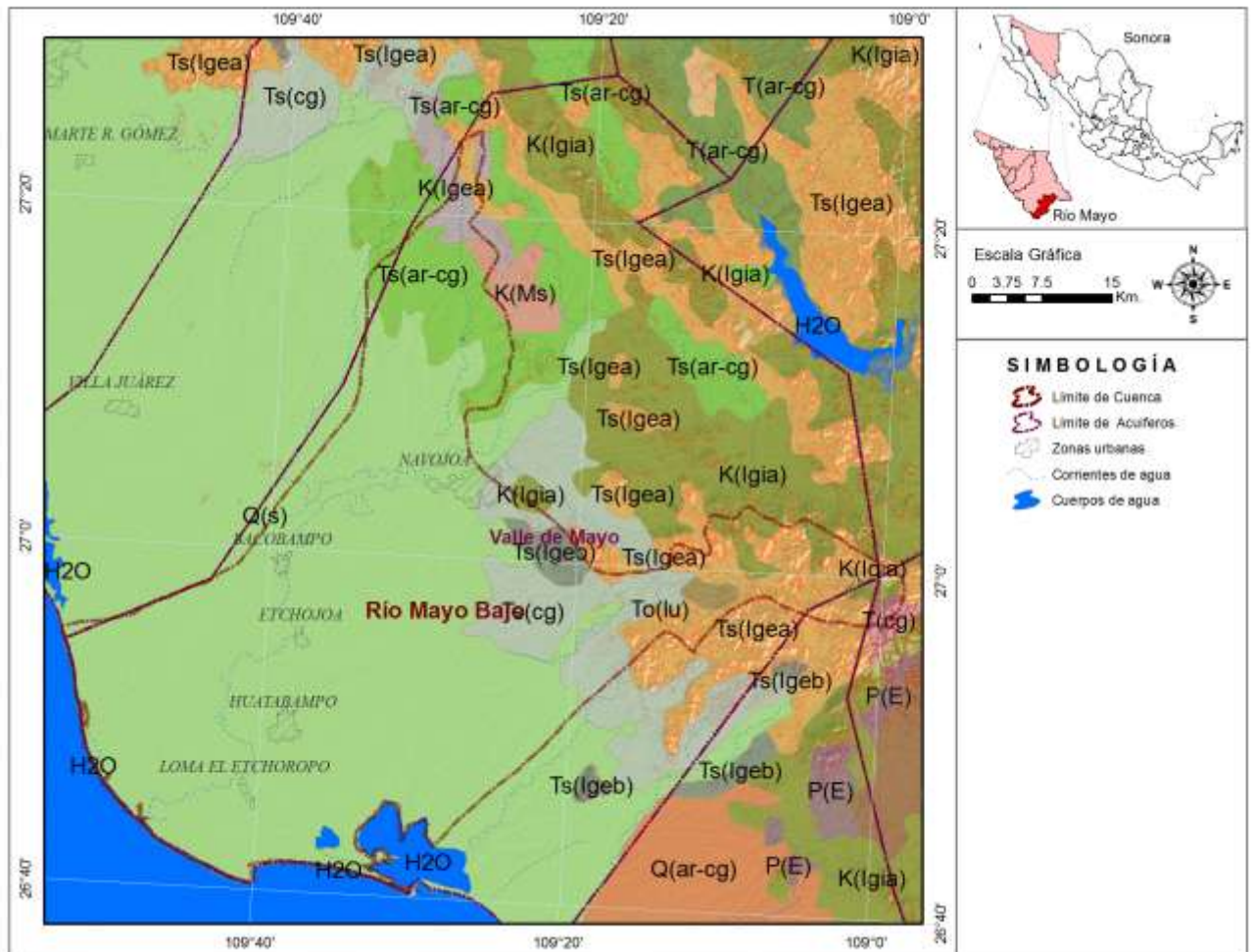


Figura 6.1. Mapa geológico.

**Tabla 6.1. Distribución de unidades litológicas.**

		ROCAS ÍGNEAS		ROCAS VOLCANO- SEDIMENTARIAS	ROCAS SEDIMENTARIAS	ROCAS METAMÓRFICAS	SUELOS	
		INTRUSIVAS	EXTRUSIVAS					
CENOZOICO (C)	CUATERNARIO (Q)				Conglomerado (cg) Arenisca- Conglomerado (ar- cg) Arenisca (ar)		Aluvial (al) Lacustre (la) Litoral (li) Eólico (eo)	
		TERCIARIO (T)	SUPERIOR (Ts)	PLIOCENO (Tpl)	Basalto (B) Basalto-Brecha volcánica básica (B-Bvb)		Arenisca- Conglomerado (ar- cg) Conglomerado (cg)	
	MIOCENO (Tm)			Riolita-Toba ácida (R-Ta) Toba ácido- Brecha volcánica ácida (Ta-Bva)	Volcanoclástico (Volcanoclástico)			
	INFERIOR (Ti)		OLIGOCENO (To)					
		EOCENO (Te)						
		PALEOCENO (Tpal)						
	MESOZOICO (M)	CRETÁCICO (K)	SUPERIOR (Ks)					
			INFERIOR (Ki)	Granodiorita (gd)			Metasedimentario (metasedimentario)	
		JURÁSICO (J)	SUPERIOR (Js)					
			MEDIO (Jm)					
INFERIOR (Ji)								
TRIÁSICO (Tr)								
PALEOZOICO (P)	SUPERIOR (Ps)							
	INFERIOR (Pi)							
PRECÁMBRICO (Pc)								

#### 6.1.4. Historia geológica

La edad de las unidades litológicas que afloran en el área en cuestión abarca un rango estratigráfico del Jurásico al Reciente, aún cuando se tienen detectados afloramientos más antiguos en la cercanía a esta zona de estudio. A este respecto, se puede señalar rocas precámbricas del complejo Sonobari (gneiss, gneiss anfibolítico, pegmatita y migmatita con biotita y epidota) –que no afloran en

esta área que nos ocupa-, las cuales son consideradas como parte del basamento.

Del Paleozoico son las unidades de esquito de clorita, pizarra, filita y caliza-lutita que corresponden a un secuencia calcáreo-detrítica de origen marino y de ambiente nerítico y batial afectada por diversos grados de metamorfismo e intrusión por cuerpos de gabro y gneiss, este último derivado de granodiorita, pertenecen al sur de la faja del geosinclinal cordillerano.

El Mesozoico se caracteriza por su litología heterogénea conformada por un conjunto volcanosedimentario y sedimentario afectado por diferentes tipos de metamorfismo.

Las unidades del Jurásico son rocas metavolcánicas derivadas de lavas y material piroclástico de composición intermedia y básica, afectada por metamorfismo regional, volcanosedimentarias con metamorfismo cataclástico y alteración hidrotermal, se correlaciona con los desarrollos de arco insular y mar marginal del Jurásico del Noroeste de México de la misma edad son lutita-arenisca y cuarcita con metamorfismo incipiente dinámico que se correlacionan por su semejanza litológica y estructural a las formaciones Arrayán, Santa Clara y Coyotes del Grupo Barranca. En algunos lugares sobreyacen en discordancia erosional a rocas del Paleozoico y subyacen a depósitos calcáreos y pelíticos del Cretácico Inferior de ambiente nerítico con diverso grado de metamorfismo.

Las rocas del Cretácico que sobreyacen en discordancia erosional a las del Jurásico están formadas por depósitos volcánicos de composición intermedia y sedimentos carbonatados y detríticos acompañados por derrames lávicos andesíticos; estos materiales se encuentran deformados y alterados por hidrotermalismo. La edad de los depósitos volcánicos se determinó por métodos radiométricos, entre 60 y 75 m.a.

A fines de la era mesozoica e inicios de la cenozoica se emplazaron cuerpos plutónicos e hipabisales de granito, microgranito, granodiorita, diorita, hornblendita diques aplíticos y pórfidos andesíticos pertenecientes al batolito Sinaloa que intrusaron a las secuencias mencionadas.

La era cenozoica se inicia con derrames andesíticos acompañados de material piroclástico de composición intermedia que subyacen a eventos volcánicos de composición ácida. Los de composición ácida están conformados por potentes espesores de coladas lávicas y emisiones piroclásticas que atestiguan el evento volcánico más notable ocurrido durante el Oligoceno-Mioceno y que edificaron la Sierra Madre Occidental.

A finales del Cenozoico durante los períodos Mioceno y Plioceno los eventos volcánicos son de composición intermedia y básica en estos períodos y durante el Cuaternario se depositaron sedimentos detríticos continentales en las depresiones tectónicas.

Finalmente en el reciente se depositaron clásticos grueso, medianos y finos de origen aluvial, eólico, de litoral y lacustre.

## **6.2. Geofísica: Transitorios electromagnéticos (TEM'S)**

Los métodos geoelectrónicos, tales como los Transitorios Electromagnéticos (TEM) y Sondeos Eléctricos Verticales (SEV), son de gran utilidad para la prospección del subsuelo. En la planicie del Valle del Mayo, los SEV's se han utilizado profusamente para diferentes objetivos. En la prospección de aguas subterráneas, se puede decir que en ausencia de información directa, los SEV's son imprescindibles, ya que en muchos casos permiten detectar la elevación del nivel freático, la presencia de agua en estratos geológicos porosos, y una idea del grado de mineralización del agua almacenada.

Para el planteamiento de un modelo geohidrológico de una zona, en la cual las condiciones locales son particularmente extremas para la aplicación de métodos de corriente continua como el SEV, por la dificultad que presentan las líneas de corriente para cruzar estratos conductores (zona con agua de mar), o bien los problemas de una alta resistencia de contacto por las arenas secas, hacen de esta técnica que la operación logística e instrumental sea compleja, ya que se ha observado en ciertos casos lecturas de voltaje que están fuera del alcance de medición de los equipos, por esta razón la Técnica del Transitorio Electromagnético (TEM), resulta ser una de las herramientas más viables para caracterizar el subsuelo, en la cual se utiliza un fenómeno de inducción electromagnética, y que a la vez no utiliza un contacto galvánico como el SEV.

Con el método electromagnético (TEM) se pretende mostrar una distribución del subsuelo en términos de homogeneidad basados en la caracterización resistiva. Debido a la gran resolución vertical que se obtiene con esta técnica, es posible obtener una imagen lo más real posible de las condiciones del subsuelo. En las secciones del subsuelo es posible observar las heterogeneidades (*zonas anómalas*) debidas a estructuras geológicas, cambios de facies y fracturamiento de la roca, donde además la presencia del agua, provoca cambios importantes en la resistividad que es el parámetro experimental de campo que se mide.

### **6.2.1. Procesamiento de datos**

El proceso de los datos consiste en obtener para cada sitio un modelo unidimensional, partiendo de la curva de resistividad aparente la cual es procesada en una primera etapa mediante el modelado por capas planas, siguiendo el método clásico de prueba y error, en el que se propone un cierto número de capas, dependiendo de las inflexiones de las curvas y los tiempos en los que ocurren las inflexiones. Una segunda etapa en el proceso de la curva de resistividad aparente es aplicar una regresión tipo Occam con lo cual se logra obtener un modelo multicapas (19 capas) para integrar secciones y simular un comportamiento bidimensional de la sección. A continuación se describe cada proceso.



## **Modelo Suavizado**

El procesado de los datos consiste en obtener los **modelos suavizados** mediante una regresión tipo Occam, en la que se propone una resistividad inicial y una final, basada en los datos de campo.

El algoritmo requiere de un número de capa inicial, un valor de ajuste al que se quiere llegar y un número máximo de iteraciones, estos tres últimos parámetros no intervienen en la obtención del modelo suavizado, por lo que este sólo depende de los valores de resistividad de campo. Para esto utiliza una regresión Ridge, para encontrar un modelo que cumpla con el error marcado en el ajuste o con el mínimo error posible.

## **Modelo Unidimensional**

También los datos fueron procesados por el modelado por capas o unidimensional se hizo siguiendo el método clásico de prueba y error, en el que se propone un cierto número de capas, dependiendo de las inflexiones de la curva de campo, las pendientes de la curva y los tiempos a los que ocurren las inflexiones. Se aprovechó la facilidad del paquete TEMIXS que permite la interacción con la computadora en un proceso conocido como interpretación interactiva.

Este proceso posibilita que el intérprete modifique los parámetros del modelo y presenta el cálculo de las curvas teóricas de las modificaciones realizadas, esta característica hace que el ajuste del modelo sea rápido.

Una vez que se ha obtenido un ajuste aceptable, el modelo generado se somete a una regresión automática con las técnicas de Ridge y de Marquardt con algoritmos de aproximación de tipo Anderson para obtener, por inversión, el mejor ajuste bajo el criterio del error cuadrático medio mínimo.

### **6.2.2. Presentación de resultados**

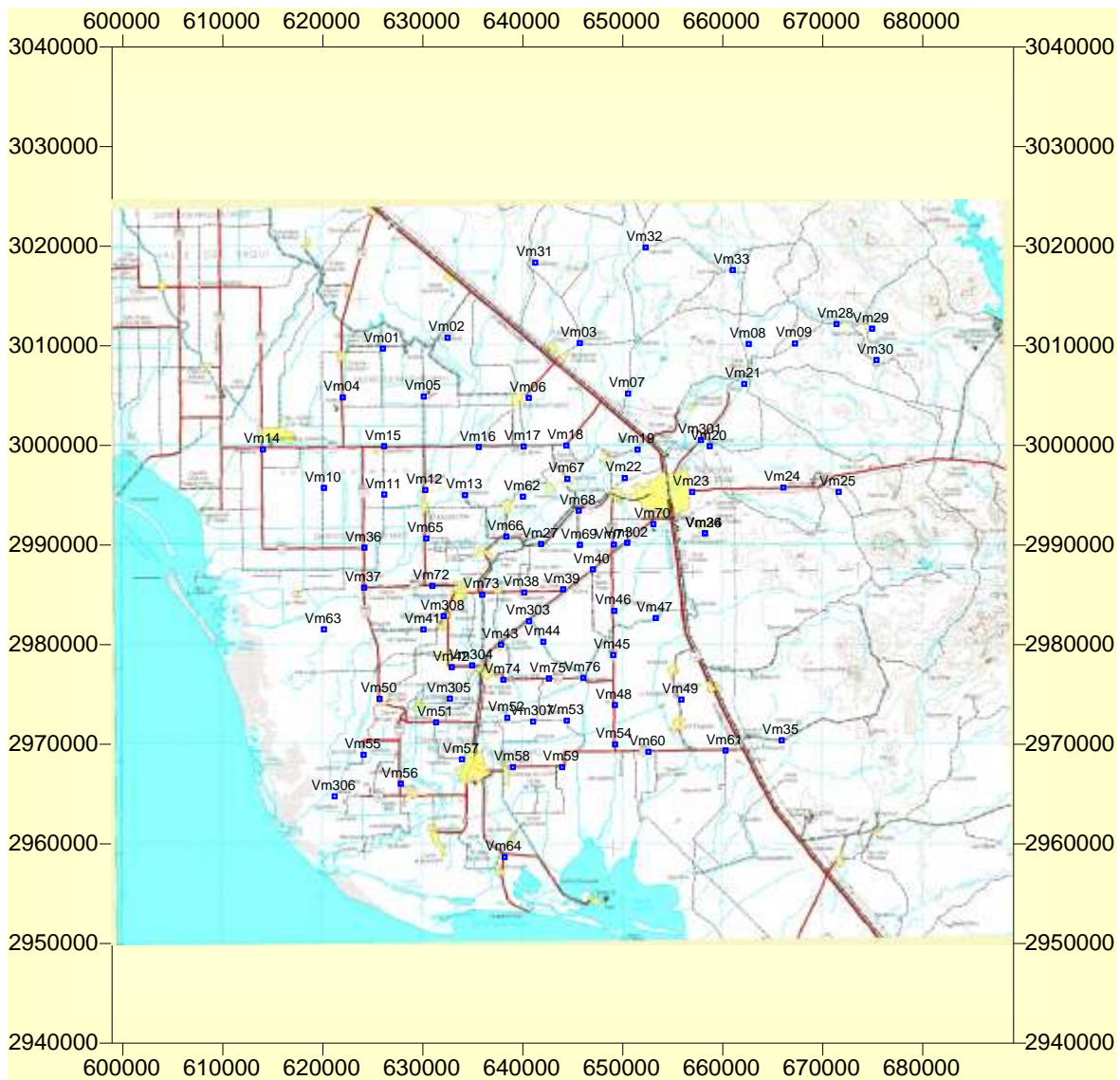
#### **Mapas y perfiles de resistividad**

La resistividad real o verdadera definida, con la técnica de interpretación para los sondeos por transitorio electromagnético, puede diferir del valor que se obtiene con las otras técnicas existentes para su determinación. Esto se debe a múltiples factores que van desde el tipo de señal producida y forma de registro, hasta las suposiciones y simplificaciones empleadas en la formulación físico-matemática que define a la resistividad real.

Las SECCIONES DE RESISTIVIDAD, que se obtuvieron de los modelos suavizados, son de gran utilidad pues conjunta las variaciones de la resistividad en el plano vertical, de donde es posible observar las diferentes características de los materiales.

El levantamiento de Sondeos por Transitorio Electromagnético (TEM), consistió en realizar 84 TEM, con separaciones del orden de los 7km. La distribución de estos sitios se presenta en la Figura 6.2.

En general la distribución de las resistividades obtenidas se agrupa en la Tabla 6.2. En la zona se agrupan básicamente **3 Unidades Geoeléctricas o intervalos con algunas subdivisiones**, que se describen en la tabla antes mencionada y se analizan más adelante.



**Figura 6.2. Ubicación de los sondeos por transitorio electromagnético.**

**Tabla 6.2. Zonificación georresistiva.**

Unidad Geoelectrica	Intervalo resistivo [ohm-m]	Posible correlación
U1	Mayor de 1	Capa de cobertura, arenas secas y/o roca alterada.
U2a	Menor de 6	Materiales granulares finos a medianos saturados (posiblemente con agua salada, menor de 4 ohm-m).
U2b	6 a 10	Materiales granulares finos a medianos saturados (posiblemente con agua salobre).
U2c	10 a 30	Materiales granulares finos a medianos saturados; eventualmente roca (posiblemente con agua dulce).
U3a	30 a 110	Materiales granulares gruesos y boleos y/o roca (posiblemente con agua dulce).
U3b	Mayor 110	Boleos y rocas ígneas (basalto, andesita, granito).

Para ilustrar el comportamiento integral de todos los sitios de TEM a diferentes cortes horizontales, se elaboraron Mapas de Resistividad, para las profundidades de 25, 50, 100, 150, 200, 250 y 300m y también se construyeron 16 secciones que son paralelas y perpendiculares a la línea de costa, para observar los cambios de resistividad en perfil, y su ubicación se indica en los mapas de resistividad.

El mapa de resistividad más somero para la profundidad de 25m (Figura 6.3), denota hacia la porción poniente la presencia de una zona muy conductora (resistividades menores de 4 ohm-m) asociada con una alta conductividad del agua y características conductoras de los suelos de cobertura, y que se distribuye paralelamente a la línea de costa, y observando preferentemente el desarrollo de dos zonas continente adentro, las que posiblemente sigan algunos paleocauces. Hacia dentro del continente se observa un incremento en los valores de resistividad, que indican una menor saturación del agua de mar para este nivel.

Para la profundidad de 50m (Figura 6.4), observamos una mayor saturación de agua de diferentes calidades, así tenemos muy delimitado las zonas conductoras con valores menores de 4 ohm-m (líneas de color amarillo), mostrando una transición hacia valores mayores de resistividad hacia dentro del continente. En general los materiales que se agrupan para esta profundidad son granulares, afectados en la conductividad principalmente por la presencia del agua de mar, principalmente en la porción oriente, mientras que hacia el centro y oriente, se considera la presencia de materiales del tipo arcillosos, que son los que influyen en la disminución de la resistividad. El sector NE de este mapa muestra un incremento importante en la resistividad, los que se asocian con rocas compactas.

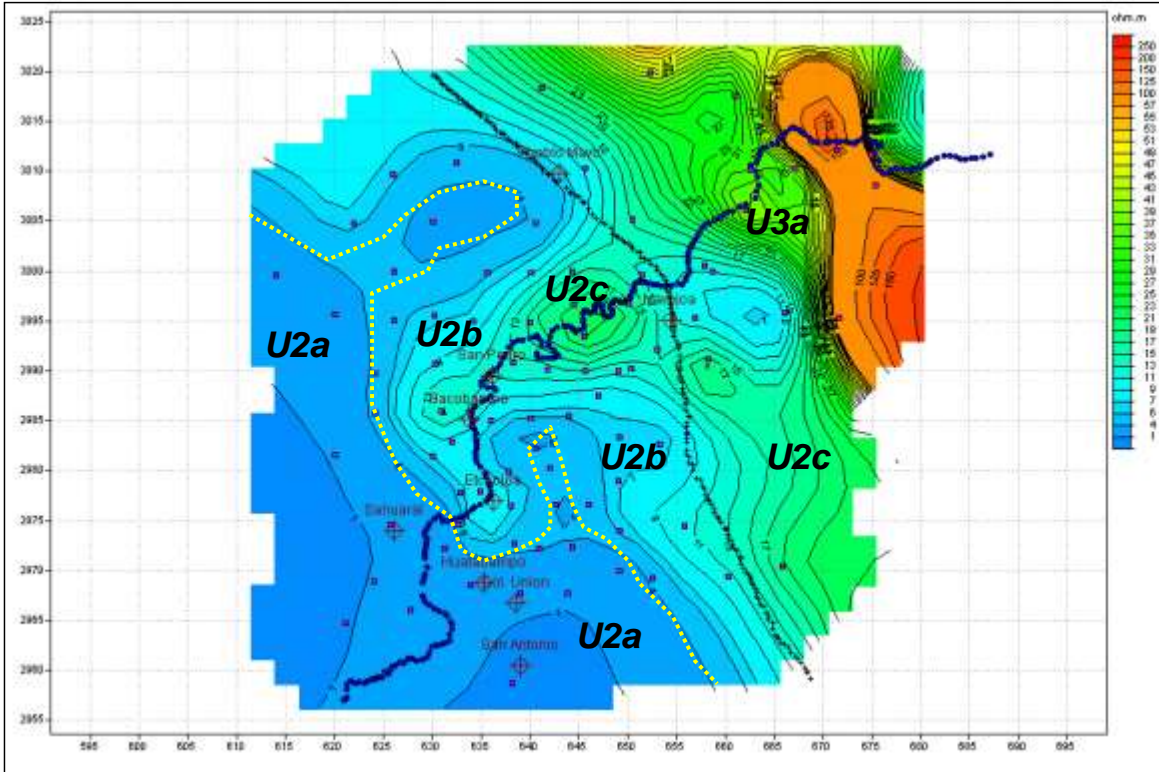


Figura 6.3. Mapa de resistividad para la profundidad de 25 m.

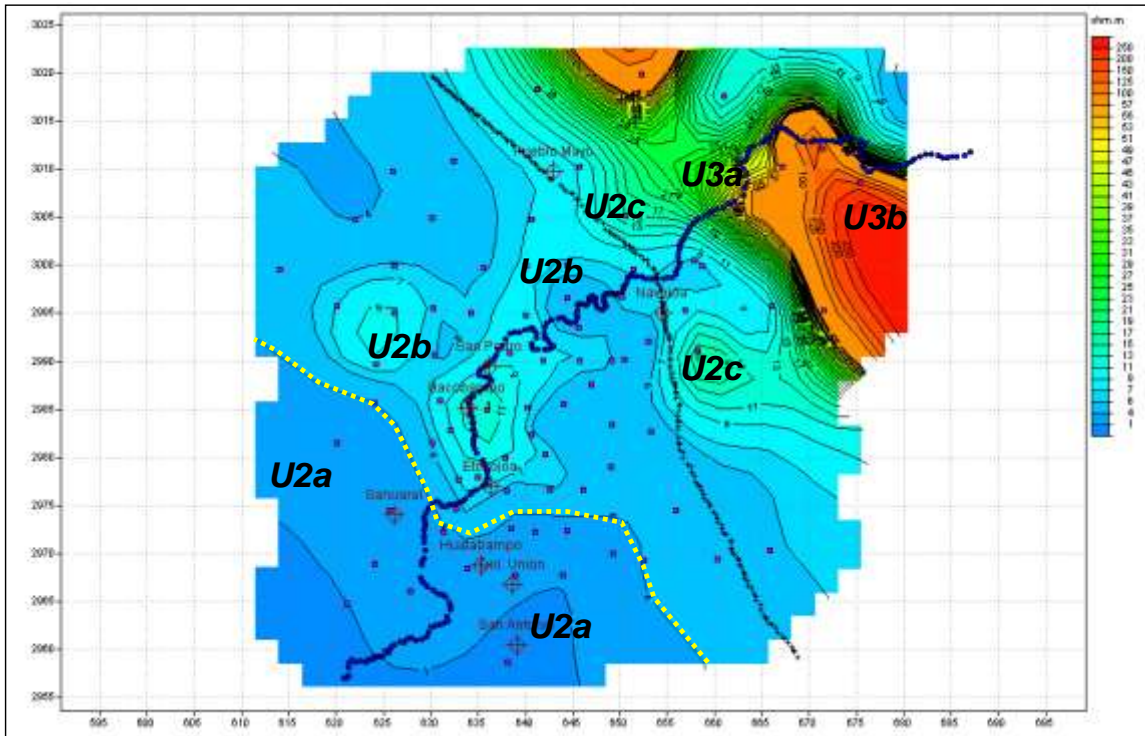
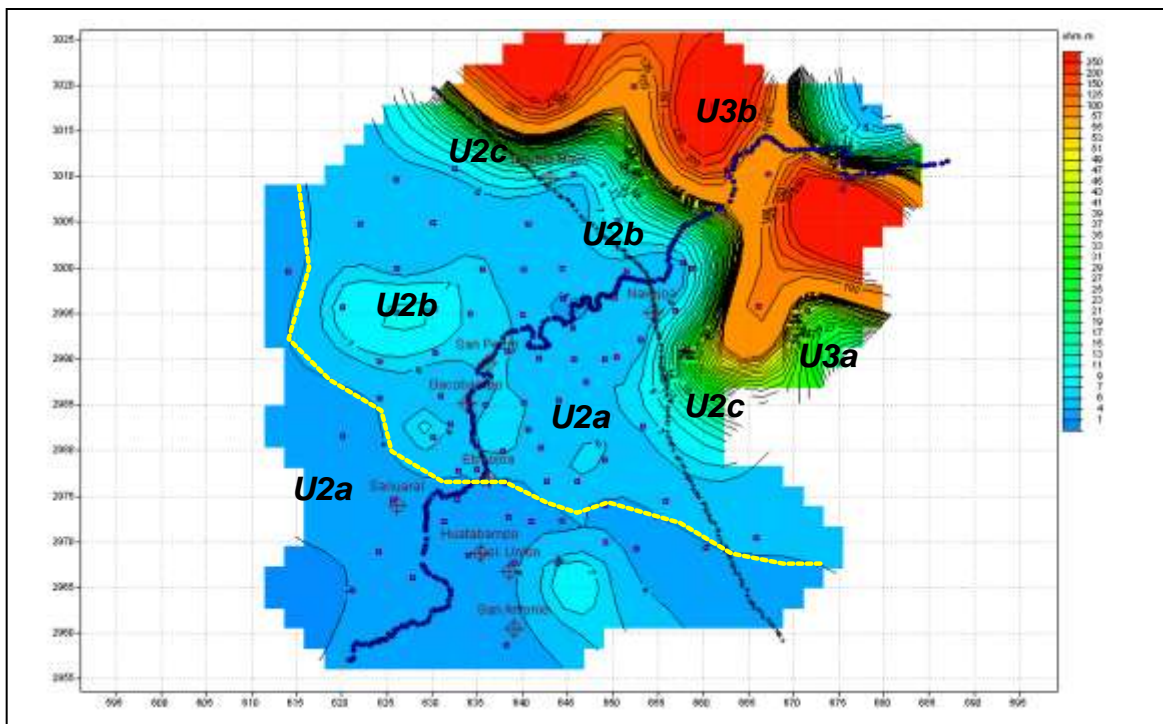


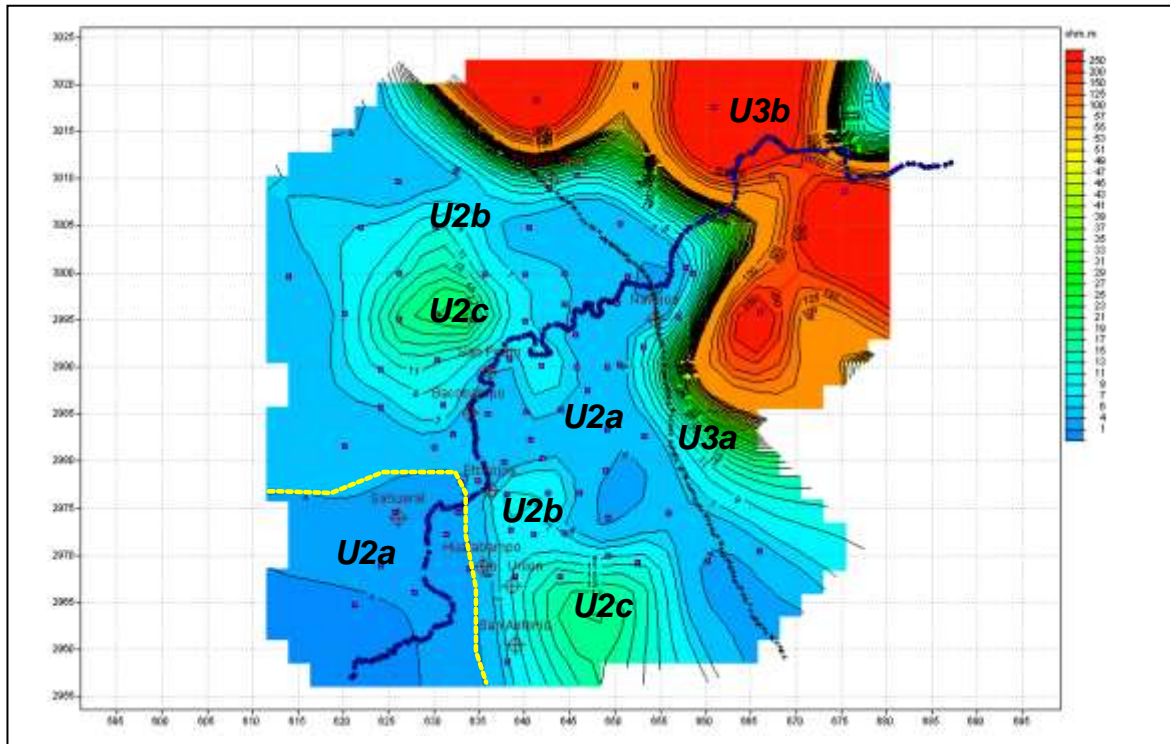
Figura 6.4. Mapa de resistividad para la profundidad de 50 m.



Para las profundidades de 100 y 150m, esta zona conductoras muestran una mayor distribución (Figuras 6.5 y 6.6), indicando una posible correlación con el agua de alta conductividad o bien con materiales de características arcillosas, ya que ambos mapas presentan una amplia distribución para la zona conductora con resistividades menores de 6 ohm-m. El sector NE del área de estudio muestra un incremento en la resistividad lo que permite asociarlos con rocas compactas de composición metamórfica o granítica de acuerdo con la geología del área. Un rasgo sobresaliente para el mapa de la profundidad de 150m, es la presencia de elementos de mayor resistividad al centro del área de estudio, que interrumpen los elementos de alta conductividad, y lo que seguramente sugieren la presencia de rocas volcánicas, o bien zonas de material granular grueso con boleos.



**Figura 6.5. Mapa de resistividad para la profundidad de 100 m.**



**Figura 6.6. Mapa de resistividad para la profundidad de 150 m.**

Como puede notarse para la profundidad de 200m (Figura 6.7), las zonas conductoras empiezan a reducirse y a mostrar la traza que a profundidad muestra comunicación franca del agua de mar con el continente, también aparecen algunas zonas resistivas al centro del área indicando un cambio litológico, y continente adentro en la porción NE algunas zonas resistivas empiezan a mostrar una mayor distribución.

Es importante señalar que la distribución resistiva ha ido variando, y es posible asociar estos cambios en la franja costera principalmente con la calidad del agua, y sin descartar la posibilidad de la influencia litológica que debe ser en menor grado, esto es posible asociarlo debido a que el agua de mar respecto al agua dulce, puede variar por varios órdenes de magnitud.

Para la profundidad de 300m (Figura 6.8), empiezan hacer más evidentes las zonas resistivas que distribuyen en la mayor parte del área de estudio, mostrándose algunos remanentes de zonas conductoras muy aisladas. Hacia la porción SW se sigue manteniendo la zona conductora lo que seguramente evidencia un potente espesor de material aluvial.

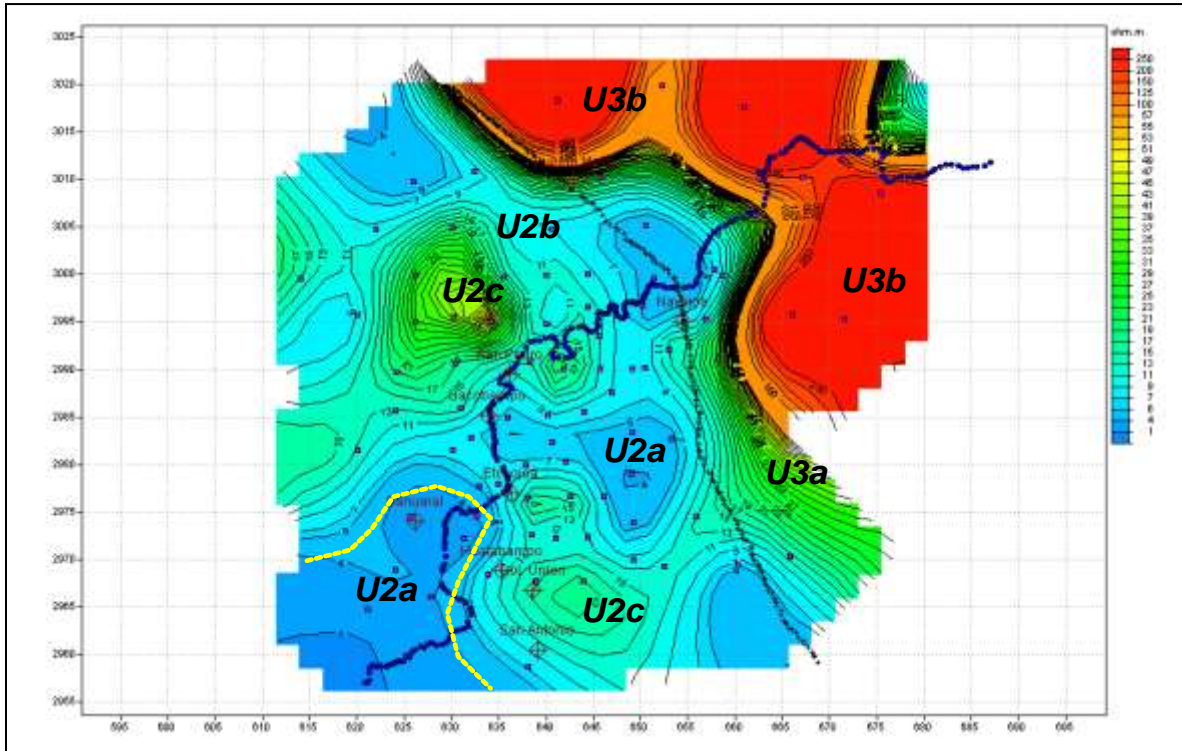


Figura 6.7. Mapa de resistividad para la profundidad de 200 m.

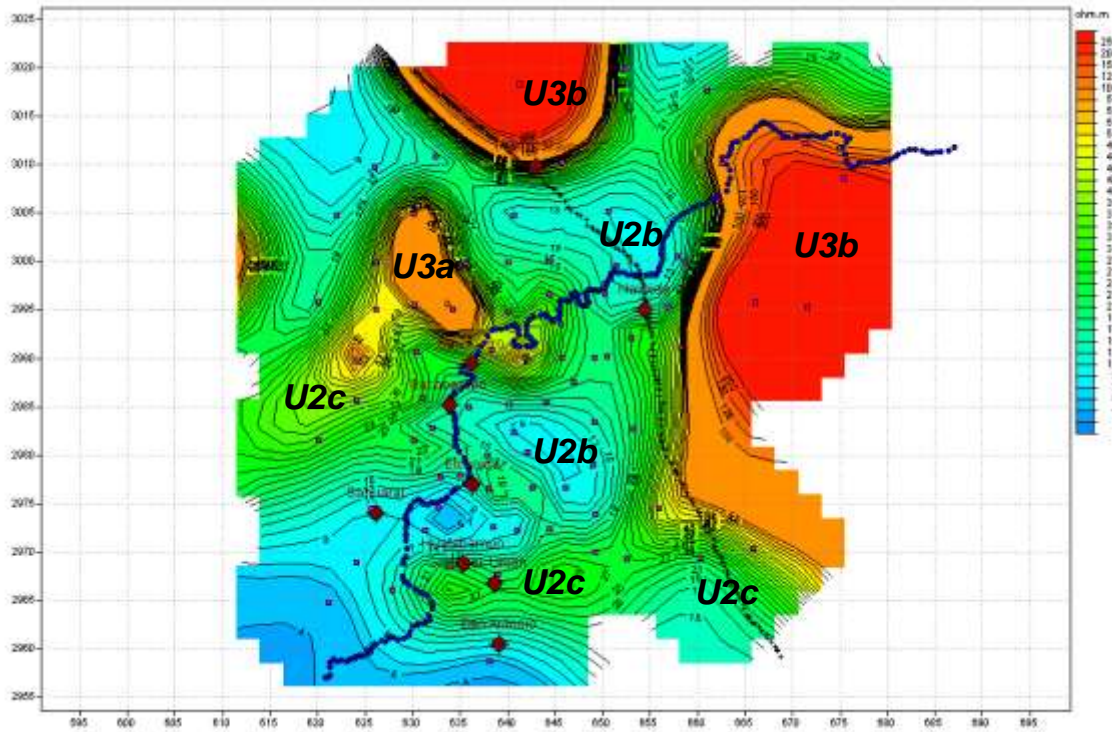
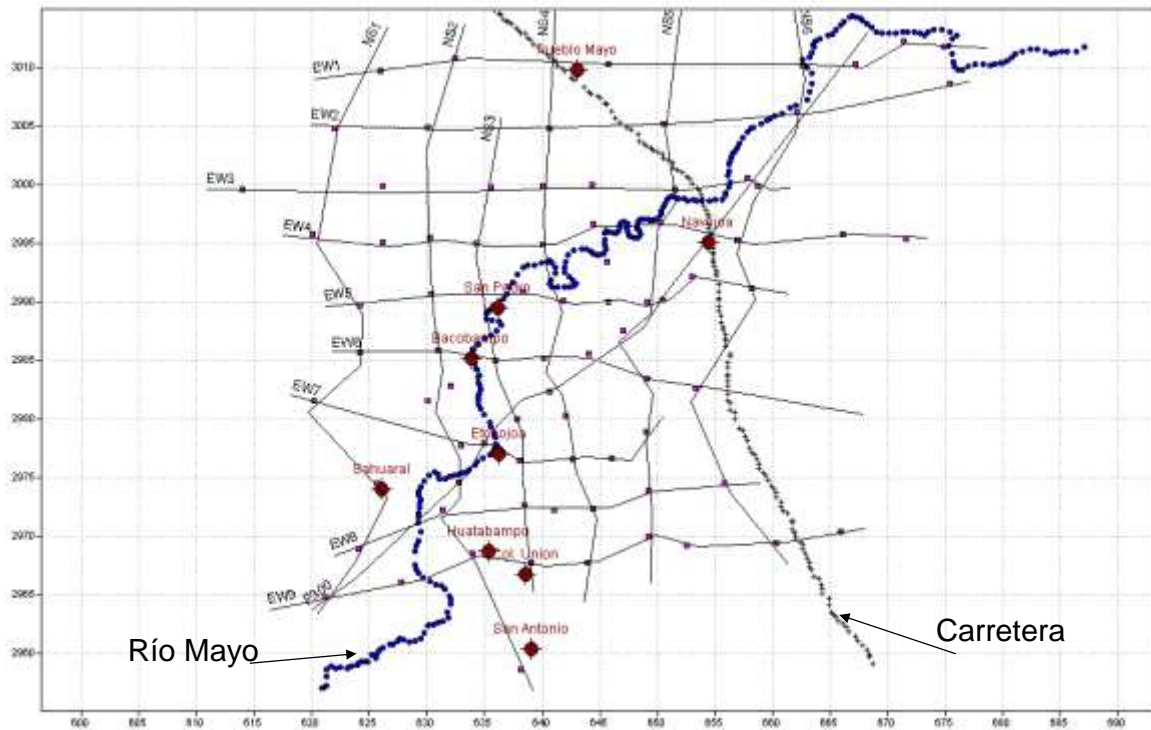


Figura 6.8. Mapa de resistividad para profundidad de 300 m.



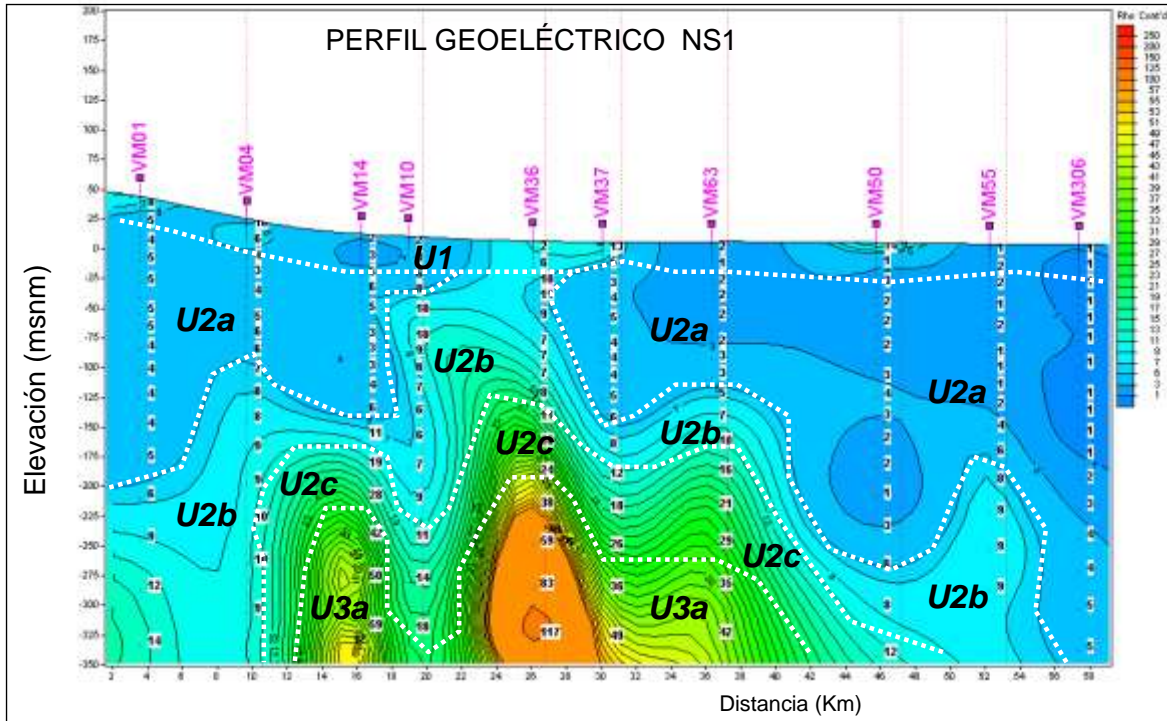
Para mostrar el comportamiento de los materiales en el subsuelo en el sentido vertical, se construyeron 16 perfiles (9 con dirección E-W, 6 con N-S, y 1 con NE-SW), y se muestra su distribución en la Figura 6.9.



**Figura 6.9. Distribución de perfiles geoelectricos.**

En perfil resulta muy evidente las entradas francas del agua de mar hacia el continente, y podemos observarlo en la Figura 6.10, que corresponde al perfil NS1, el cual corre más cercano a la línea de costa, ilustrando de esta manera la potencia de la zona de alta conductividad, asociada principalmente con el agua de mar, aún cuando también puede corresponder con materiales de características arcillosas.





**Figura 6.10. Perfil de resistividad NS1.**

Las condiciones litológicas que muestra el perfil de resistividad, se asocian principalmente con materiales granulares en los primeros 200m, que en algunos sitios llega alcanzar hasta los 600m de espesor como es el caso del TEM VM306, a estos materiales les subyacen elementos resistivos que se correlacionan con material granular mas grueso y boleos, y en algunos casos con material de origen ígneo, el cual por lo general se presenta entre los 200 y 250m de profundidad.

Otra sección paralela a este perfil, es la NS4 (Figura 6.11), la cual se encuentra localizada casi al centro del área de estudio, en esta se presentan rasgos resistivos de mayor intensidad asociados con las rocas compactas de origen ígneo, como se ilustra en el TEM VM31, las cuales no presentan continuidad lateral hacia el centro del valle, ya que es aquí donde el material granular constituye la capa de cobertura con espesores entre los 200 y 600m, mostrando un comportamiento promedio del orden de los 200m de espesor de materiales granulares en la mayor parte del área de estudio. Le subyace a estos materiales granulares, una roca posiblemente de características volcánicas, la cual de acuerdo por el rango resistivo que presenta puede presentar saturación.

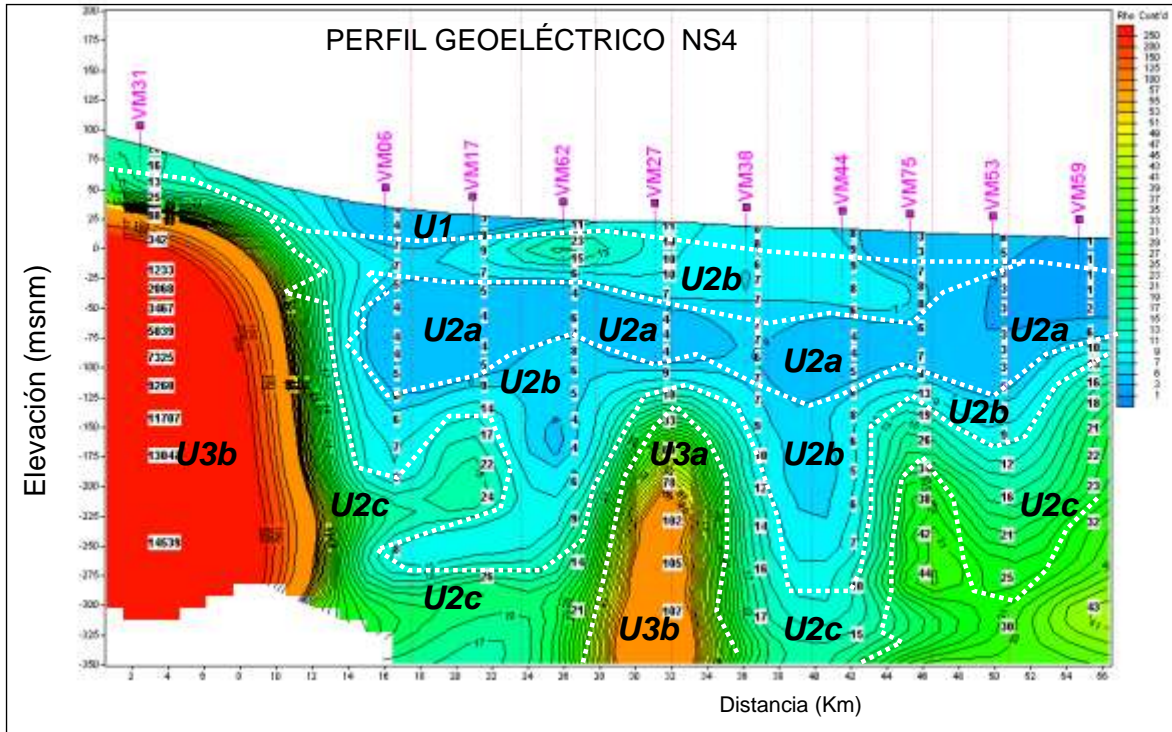


Figura 6.11. Perfil de resistividad NS4.

El comportamiento en el sentido E-W, puede apreciarse en la sección EW9, en la cual los valores menores de resistividad en el extremo mas cercano a la costa, con valores menores de 4 ohm-m, y que se presume corresponde con la presencia de agua de mar, podemos observar en este perfil que conforme se avanza continente adentro se reduce la distribución de esta capa, acuniándose, lo que demuestra un comportamiento característico de la transición del agua de mar respecto al continente (Figura 6.12).

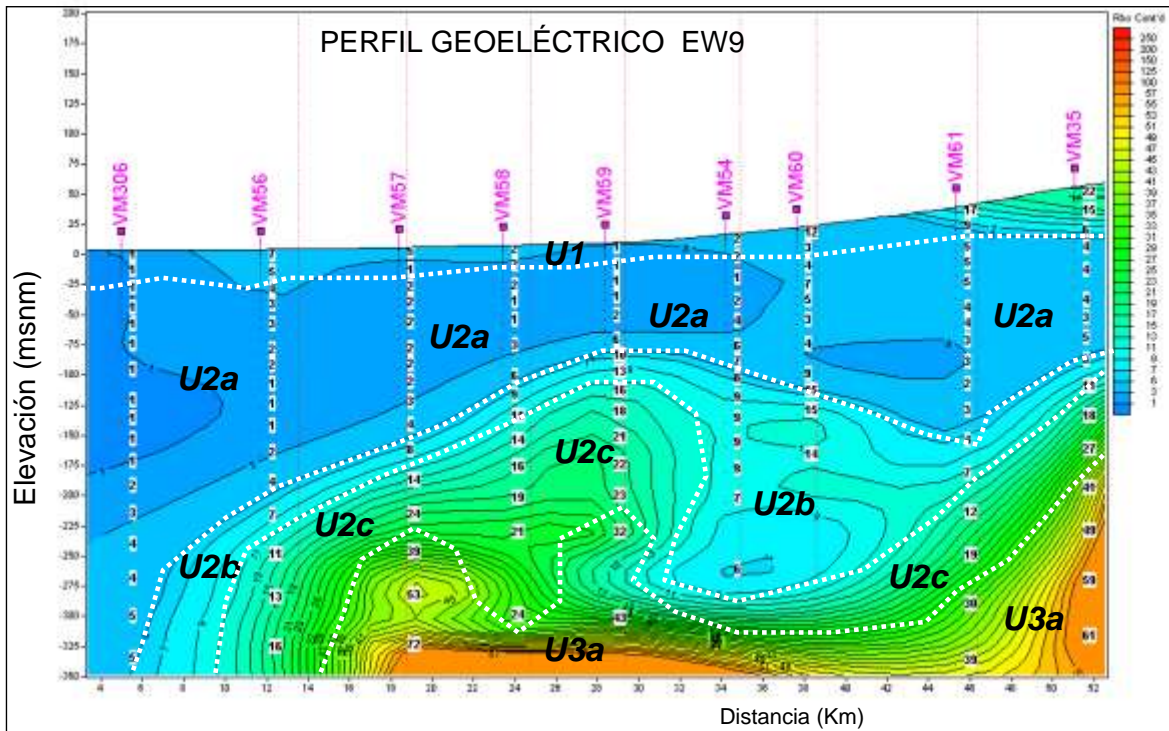


Figura 6.12. Perfil de resistividad EW9.

### Exploración profunda

Adicionalmente a la exploración somera para los primeros 300m, se seleccionaron siete sitios para exploración más profunda con una investigación del orden de los 700m, para esto se utilizó la misma técnica del Transitorio Electromagnético (TEM), con un tamaño de bobina de 300x300 m.

Los siete sitios de medición se integraron en una sección, que muestra el comportamiento resistivo, y podemos observar que el material granular presenta espesores del orden de los 200 a 600 m, es en esta capa donde se mueve el agua de mar, la cual por las características resistivas que muestra este perfil podemos inferir su presencia en los TEM's VM305 y VM306, que es donde se presentan los valores más bajos de resistividad. El paquete de material granular por lo general reporta valores bajos de resistividad, lo cual no necesariamente corresponden con la presencia de agua de mar, ya que también la presencia de arcilla puede confundir esta correlación, por lo que podemos atribuirle predominantemente características arcillo-arenosas al paquete granular. La Unidad U2c, asociada con materiales gruesos y/o boleos, también puede incluir la presencia de roca ya que los valores de entre 20 y 30 ohm-m, pueden atribuirse con estos materiales. En cuanto a la presencia de la Unidad U3a, es importante resaltar el rasgo estructural que presenta esta unidad, ya que indica la presencia de rocas compactas posiblemente de menor permeabilidad (Figura 6.13).



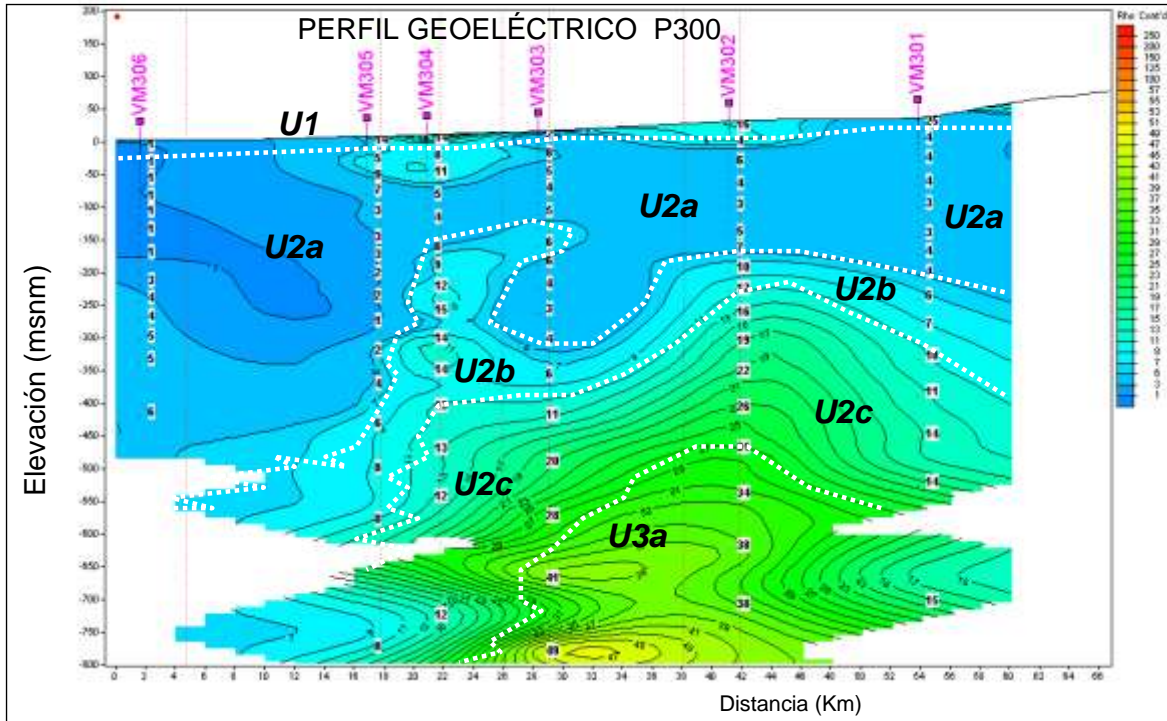


Figura 6.13. Perfil de resistividad para la exploración profunda.

### Correlación de resistividad con gravimetría

Resulta interesante correlacionar parámetros de resistividad que involucran directamente tanto a las características litológicas del medio, como a la densidad, se construyó un perfil gravimétrico de anomalía de Bouguer que cruza los rasgos principales que resaltan en este mapa, conjuntamente modelado con los sondeos de TEM de mayor profundidad de exploración (Perfil P300). El perfil gravimétrico muestra como interpretación una capa de material granular con espesor de 200 a 600m, con densidad de  $1.65\text{gr./cm}^3$ , se modela con una segunda capa que le subyace con densidad de  $2.2\text{gr./cm}^3$  y que se asocia con rocas volcánicas o materiales gruesos con boleos, y por último como basamento impermeable se tiene una capa con una densidad de  $2.67\text{gr./cm}^3$ , la cual presenta un rasgo sobresaliente, localizándose a profundidades de entre 250 a 300m de profundidad en la parte mas cercana a la superficie, mientras que las mayores profundidades modeladas para este basamento son de 1,000 a 1,200m (Figura 6.14).

En el mapa de resistividad para la profundidad de 300m podemos apreciar la distribución de la zona en la que el Basamento Impermeable aparece más somero (figura 6.15).

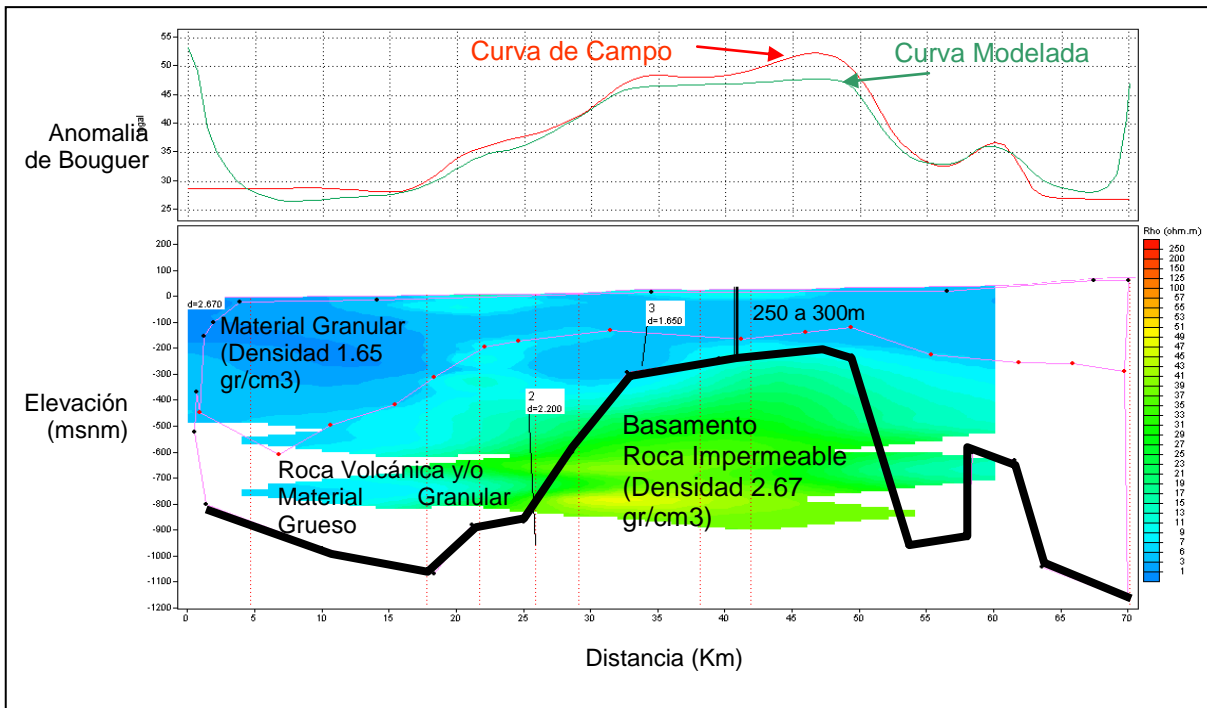


Figura 6.14. Perfil gravimétrico con resistividad.

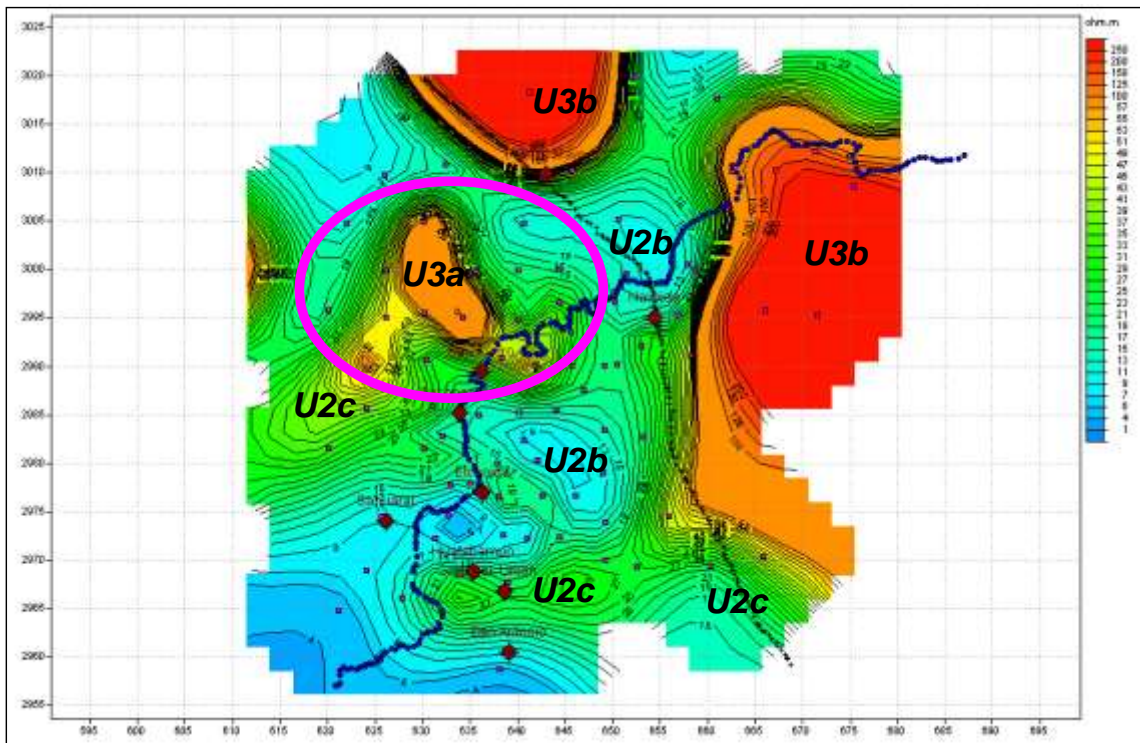


Figura 6.15. Mapa de resistividad para la profundidad de los 300 m con zona del basamento impermeable somero.

## 7. HIDROGEOLOGÍA

En este apartado se presentan varios rubros relacionados con las condiciones del medio geológico y su relación con la ocurrencia del agua subterránea, como son la definición, distribución y comportamiento de las unidades hidroestratigráficas y el carácter del medio físico por donde fluyen las aguas subterráneas. Además, se presenta una valoración y distribución de los parámetros hidráulicos (pruebas de bombeo) de las unidades geológicas más distintivas del medio hidrogeológico. Por otra parte, se presenta un análisis potenciométrico, en tiempo y espacio, que explica las tendencias o comportamiento de los niveles del agua subterránea. Posteriormente, se presentan los volúmenes de extracción del agua subterránea los resultados de la aplicación del balance de aguas subterráneas y su disponibilidad actual.

### **7.1. Unidades hidroestratigráficas y carácter del medio físico por donde fluyen las aguas subterráneas**

Con base en aspectos hidrogeológicos relacionados con la litología de las unidades geológicas superficiales, de la información fisiográfica, de la interpretación geomorfológica y de la conceptualización de la geología del subsuelo, se definieron cinco unidades hidroestratigráficas, de las cuales tres son representativas de materiales geológicos compactos con grado de fracturamiento variable y otras dos de materiales granulares de compacidad, porosidad y permeabilidad variables. La unidad más reciente corresponde a depósitos sedimentarios modernos de origen costero de escasa a mediana compacidad.

A continuación, la descripción de estas unidades con énfasis en el tipo de medio físico por donde se desplaza el agua subterránea (granular o fracturado) y de su capacidad para almacenar y transmitir este recurso natural. En la Tabla 7.1, se presenta un resumen con las características más relevantes de las unidades, como son: litología, espesor, grado de permeabilidad y sitios donde afloran. Y en la figura 7.1 se presenta la distribución espacial de estas unidades.

#### **7.1.1. Unidades hidroestratigráficas de medio fracturado**

A este medio físico pertenecen las formaciones geológicas del Cretácico Tardío-Oligoceno y del Terciario con densidad de fracturamiento en grado variable, denominadas como: *i) Granito Cretácico Tardío*, *ii) Riolitas-Tobas-Brechas Volcánicas del Terciario* y *iii) Basaltos-Brechas Volcánicas del Terciario*, que manifiestan discontinuidades estructurales como fracturas y fallas a diferentes escalas. Es importante considerar este rasgo, debido a que se tienen evidencias de su persistencia en rocas que afloran principalmente en zonas de recarga, y que son parte de la estructura geológica del subsuelo. Estas unidades, de la más antigua a la más reciente, presentan las características siguientes:

- **Unidad hidroestratigráfica Granito Cretácico Tardío**

Corresponde a esta, la unidad geológica **Granodiorita, K (gd)**, que se identifica por contener cuerpos de granito y troncos de monzonita originados por diferenciación magmática que constituyen parte del batolito de Sonora y Sinaloa. Se presenta en formas redondeadas por intemperismo en las partes más elevadas. La unidad se localiza en la porción central y noreste del área de estudio, intensamente fracturada intrusiónada por diques aplíticos, dioríticos y pórfidos andesíticos, cubierta en parte por sedimentos de la planicie costera y hacia el este por ignimbritas de la Sierra Madre Occidental. Es poco resistente a la erosión por lo que forma lomeríos y planicie ondulada.

- **Unidad hidroestratigráfica Riolitas, Tobas y Brechas Volcánicas del Terciario**

Esta unidad la integran las unidades geológicas **“Riolita-Toba félsica, Tom(R-Ta)”** y **“Toba félsica-Brecha volcánica félsica, Tom (Ta-Bva)”**, que presentan características hidrogeológicas cualitativas similares. Como se señaló en el capítulo de geología, se trata de riolitas, ignimbritas, tobas y brechas volcánicas félsicas con escasas intercalaciones de riolita, con estructura compacta. Su morfología es de sierra y mesas disectadas por profundos cañones. La unidad se presenta de moderada a fuertemente fracturada y fallada, forma topografía de mesetas cortadas por profundos cañones. Dadas su distribución y posición topográfica, se caracteriza por ser una unidad receptora de aguas superficiales y meteóricas, que pueden ser importantes volúmenes de agua de recarga hacia el sistema-acuífero del Valle del Mayo.

- **Unidad hidroestratigráfica Basaltos, Brechas Volcánicas del Terciario**

Pertencen a esta las unidades geológicas **“Basalto-Brecha volcánica básica, Ts (B-Bvb)”** y **“Basalto, Ts (B)”**. Como sus nombres las denotan, se trata de una unidad hidroestratigráfica compuesta de basaltos y brechas volcánicas. La denominación de basaltos, realmente se refiere a una alternancia de derrames (andesitas) y material piroclástico máfico de estructura compacta y vesicular y fracturamiento intenso que forma bloques. Por su parte, las brechas volcánicas las constituyen fragmentos subangulosos de rocas ígneas andesíticas, basálticas y vítreas, en matriz tobácea intermedia y vidrio félsico, que conforman lomas aisladas. Esta unidad la representan eventos geológicos relacionados con la culminación del vulcanismo del Terciario.

### 7.1.2. Unidades hidroestratigráficas de medio granular

Como se señaló anteriormente, a este medio físico pertenecen tres unidades hidroestratigráficas, que afloran principalmente en el valle y en ciertas cotas

topográficas de mediana a menor elevación, que funcionan primordialmente como unidades receptoras de aguas subterráneas provenientes de las sierras limítrofes al valle y de los retornos de riego. A continuación la descripción de cada una de ellas:

Estas unidades de la más antigua a la más reciente son: *i) Depósitos Volcanoclásticos, Conglomerados y Areniscas Conglomeráticas del Terciario* y *ii) Depósitos Sedimentarios Modernos Costeros*, las cuales se describen a continuación.

- **Unidad hidroestratigráfica Depósitos Volcanoclásticos, Conglomerados y Areniscas Conglomeráticas del Terciario.**

A esta unidad hidroestratigráfica se integran las unidades geológicas “**Volcanoclástico, Tom (volcanoclástico)**”, “**Conglomerado, Ts(cg)**” y “**Arenisca-Conglomerado, Ts(ar-cg)**”. En general consiste de conglomerados y areniscas conglomeráticas de clastos subangulosos a bien redondeados de origen volcánico (félsico y máfico), algunas veces rocas intrusivas, en matriz tobácea de poco a bien compacta, en algunos con cementante calcáreo. Las areniscas corresponden a areniscas tobáceas de grano fino con fragmentos bien redondeados de riolita. También se encuentra intercalada con arenisca brechoide, en capas delgadas y brecha sedimentaria con clastos de caolín; la matriz es tobácea. Estos depósitos constituyen las evidencias de antiguos abanicos aluviales y coluviales que se desarrollaron en el pie de monte; rodean a antiguas prominencias que formaban islas. También existen horizontes delgados y medianos de lutita bentonítica que exhibe biotita detrítica muy diseminada. La morfología es de planicie ondulada y lomerío de pendiente suave.

- **Depósitos Sedimentarios Modernos Costeros**

Esta unidad la conforman los depósitos del Cuaternario, identificados como: “**Eólico, Q (eo)**”, “**Litoral Q (li)**” “**Lacustre, Q (la)**” y “**Aluvial, Q (al)**”, los que presentan las características siguientes:

- Los depósitos de origen eólico la constituye cordones de dunas asimétricas paralelas o sub-paralelas a la costa que se han desarrollado en el material arenoso retrabajado por la acción del mar y que ha sido transportado y depositado por los vientos procedentes del oeste. Algunas dunas alcanzan alturas hasta de 30 m. Los componentes de las arenas son cuarzo, feldespato, fragmentos líticos y de conchas de grano fino color amarillo claro sin consolidar y ocasionalmente muestran estratificación cruzada.
- Por su parte, los depósitos de litoral, son sedimentos arenosos de origen marino depositados por movimientos de intermarea. Sus componentes son cuarzo, feldespato, micas, fragmentos de conchas y de rocas ígneas y



metamórficas. La arena es de grano fino, redondeado y subredondeado. Se localiza formando grupos de alineación paralelas de barras, tómbolas, flechas y playas que atestiguan indicios de antiguas líneas de costa así como una actual regresión marina.

- El material lacustre son sedimentos de arcilla y limo expansivo de poco espesor, que sobreyacen a arenas finas. Muestra Interestratificación donde es posible observar laminaciones pequeñas de limo. Sufre contaminación salina debido a la invasión intermitente del mar sobre las partes bajas del continente. La morfología es de planicie y se localiza en áreas de inundación cercanas a la costa.
- El material aluvial consiste de depósitos de gravas, arenas, limos y arcillas, sin consolidar. La granulometría varía de gruesos al pie de la sierra a fino hacia los valles y la costa. Se originó en el depósito de material detrítico que generaron los ríos Mayo y Fuerte al unir sus deltas. El carácter progradante de los materiales se favoreció por la existencia de prominencias rocosas que formaban antiguas islas, que propiciaron el aporte y acumulación rápida de sedimentos que disminuyeron la profundidad del agua y favorecieron el avance de los deltas.

Cabe destacar que la permeabilidad y porosidad intergranular de la unidad, dependen de la disposición y forma de los clastos que la componen, además del grado de compactación, entre otros factores. Es factible que los depósitos que la conforman, presenten buena permeabilidad; sobretodo horizontalmente, considerando que su acumulación o depósito se produjo por gravedad y no ha sufrido modificación sustantiva respecto a su posición original. Por tanto, se consideran unidades granulares heterogéneas y anisótropas, donde las propiedades hidráulicas en el plano horizontal pueden ser mayores que aquellas en la dirección vertical y variables de un punto de medición a otro.

### **7.1.3. Definición del sistema acuífero**

La disposición espacial de las unidades litológicas agrupadas en medios poroso y fracturado, integran el sistema que controla el movimiento del agua subterránea en la zona de estudio. En esta región los medios poroso y fracturado identificados previamente, constituyen un sistema-acuífero de tipo libre heterogéneo-anisótropo, conformado por material volcánico (riolitas, ignimbritas y basaltos), volcanoclástico (tobas y brechas volcánicas) y depósitos sedimentarios modernos de granulometría variable. Esta última unidad es donde se emplazan la mayoría de aprovechamientos (norias y pozos) del sistema-acuífero, con profundidades que varían de unos cuantos metros hasta >200 m.

**Tabla 7.1. Características geológicas e hidrogeológicas generales del medio físico por donde fluyen las aguas subterráneas.**

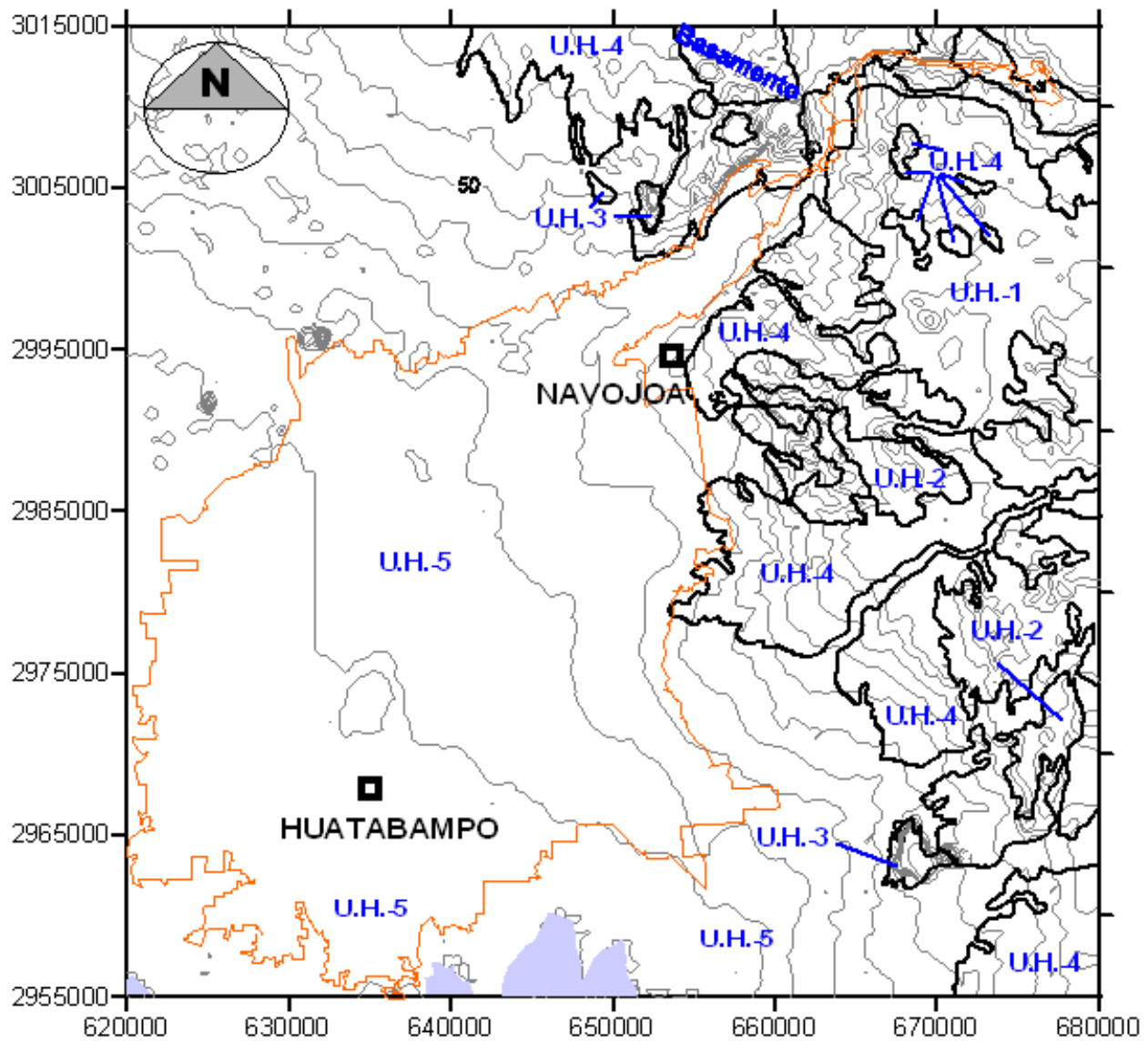
Unidad hidroestratigráfica	Unidad estratigráfica	Descripción geológica
<b>Medio fracturado</b>		
Granito Cretácico	Granodiorita, K(gd)	Granito y monzonita (batolito de Sonora y Sinaloa) que se ubica al centro y NE del área. Fracturamiento intenso, cubierto por sedimentos de la planicie costera o ignimbritas de la Sierra Madre Occidental. Baja resistencia erosiva que produce lomeríos y planicie.
Riolitas, Tobas y Brechas Volcánicas del Terciario	Riolita-Toba félsica, Tom(R-Ta)	Riolitas fluidal y esferulítica (rellena de cuarzo) de estructura compacta. Ignimbrita fluidal. Toba y brecha compacta. La brecha con fragmentos angulosos de roca volcánica en matriz areno-tobácea. Morfología: sierra y mesas disectadas.
	Toba félsica-Brecha volcánica félsica, Tom(Ta-Bva)	Toba riolítica a riocácitica con esferulitas rellenas de cuarzo. Toba brechoide de matriz criptocristalina vítrea con cierta caolinización. Brecha volcánica con escaso derrame riolítico. Fragmentos angulosos de riolita, andesita, pómez y material piroclástico. Bancos de arenisca cuarzo-feldespática de grano fino a medio. Horizontes de toba bentonítica. Moderada a fuertemente fracturada y fallada. Mesetas cortadas por cañones profundos.
Basaltos y Brechas Volcánicas del Terciario	Basalto-Brecha volcánica básica, Ts(B-Bvb)	Derrame y material piroclástico máfico. Andesita holocristalina porfídica y matriz pilotaxítica. Estructura compacta y vesicular con fuerte fracturamiento que crea bloques. Brecha volcánica de fragmentos subangulosos de andesita y basalto. Matriz tobácea intermedia y vidrio félsico. Forma lomas aisladas.
	Basalto, Ts(B)	Basaltos de textura afanítica a holocristalina intergranular. Estructura compacta e intenso fracturamiento que crea bloques. Forma mesetas alargadas de poco espesor.
<b>Medio granular</b>		
Depósitos Volcanoclásticos, Conglomerados y Areniscas Conglomeráticas del Terciario	Volcanoclástico, Tom(volcanoclástico)	Conglomerado de clastos volcánicos sub-angulosos a bien redondeados de composición intermedia y félsica en matriz tobácea intercalada con arenisca tobácea de grano fino con fragmentos bien redondeados de riolita y lutita bentonítica en horizontes delgados y medianos con biotita detrítica muy diseminada. También intercalada con arenisca brechoide, en capas delgadas y brecha sedimentaria con clastos de caolín; la matriz es tobácea. Forma lomeríos rodeados por material volcánico félsico.
	Conglomerado, Ts(cg)	Conglomerado y arena conglomerática en menor cantidad, bien clasificados, poco compactos, cementante calcáreo. Sus componentes provienen de rocas volcánicas y en ocasiones de intrusivas. Matriz de arena, limo y arcilla. Son evidencias de antiguos abanicos aluviales y coluviales creados en el pie de monte. Rodean a antiguas prominencias que formaban islas. Planicie ondulada y lomerío de pendiente suave.
	Arenisca-Conglomerado, Ts(ar-cg)	Depósito continental. Litarenita de grano medio y grueso, compuesta por arena subredondeada (cuarzo, líticos, feldespato, biotita y homblenda). Conglomerado de clastos subredondeados de toba ácida, granito, granodiorita, basalto y caliza, en matriz arenosa en ocasiones con cementante calcáreo, bien compacto, mal clasificado y poco cementada. Conforman lomeríos.

**Continuación Tabla 7.1 Características geológicas e hidrogeológicas generales del medio físico por donde fluyen las aguas subterráneas.**

Unidad hidroestratigráfica	Unidad estratigráfica	Descripción geológica
Medio granular (... continuación)		
Depósitos Sedimentarios Modernos Costeros	Eólico, Q(eo)	Cordones de dunas asimétricas paralelas o sub-paralelas a la costa desarrolladas en material arenoso re trabajado por la acción del mar y transportado y depositado por el viento del W. Algunas dunas hasta de 30 m. Consiste de arenas de cuarzo, feldespato, líticos y conchas de grano fino. Sin consolidar. En ocasiones con estratificación cruzada.
	Litoral Q(li)	Arenas de grano fino, redondeado y subredondeado de origen marino depositadas por movimientos de intermarea. Componentes: cuarzo, feldespato, micas, fragmentos de conchas y de rocas ígneas y metamórficas. Se localiza formando grupos de alineación paralelas de barras, tómbolas, flechas y playas que atestiguan indicios de antiguas líneas de costa así como una actual regresión marina.
	Lacustre, Q(la)	Arcilla y limo expansivo de poco espesor que sobreyacen a arenas finas. Interestratificación con laminaciones pequeñas de limo. Contaminación salina por invasión intermitente del mar. Presenta planicie con áreas de inundación cercanas a la costa.
	Aluvial, (al)	Grava, arena, limo y arcilla sin consolidar. Granulometría de gruesos al pie de la sierra a fino hacia los valles y la costa. Se originó en el depósito de material detrítico que generaron los ríos Mayo y Fuerte al unir sus deltas. El carácter progradante de sus materiales se favoreció por la existencia de prominencias rocosas que formaban antiguas islas, que propiciaron el aporte y acumulación rápida de sedimentos que disminuyeron la profundidad del agua y favorecieron el avance de los deltas.

**7.1.4. Basamento hidrogeológico**

Con base en la definición, comportamiento y distribución espacial de las unidades hidroestratigráficas, fue posible identificar las de menor permeabilidad, incluso aquellas que funcionan como basamento hidrogeológico, dada su posición estratigráfica y por el contraste de su permeabilidad con respecto a rocas suprayacentes. A este respecto, se puede argumentar que las rocas más antiguas inferidas mediante geofísica, corresponden a la unidad geológica, denominado en este estudio como Metasedimentario, J-K, que consiste de una secuencia de filitas, pizarras, ortocuarcitas afectadas por hidrotermalismo, calizas recristalizadas, cuarcitas y esquistos. Por lo general, esta unidad manifiesta textura lepidoblástica y permeabilidad extremadamente baja a profundidades de más de -500 msnm, pero es variable en respuesta a los efectos tectónicos que han afectado a la región. Un hecho evidente lo atestigua la expresión morfológica abrupta de esta unidad que aflora en los profundos cañones del Río Mayo.



#### UNIDADES HIDROESTRATIGRÁFICAS

- U.H.1 = Unidad Hidroestratigráfica Granito Cretácico Tardío
- U.H.2 = Unidad hidroestratigráfica Riolitas, Tobas y Brechas Volcánicas del Terciario
- U.H.3 = Unidad hidroestratigráfica Basaltos, Brechas Volcánicas del Terciario
- U.H.4 = Unidad hidroestratigráfica Depósitos Volcanoclásticos, Conglomerados y Areniscas Conglomeráticas del Terciario
- U.H.5 = Unidad hidroestratigráfica Depósitos Sedimentarios Modernos Costeros

Figura 7.1. Distribución de unidades hidroestratigráficas.

## **7.2. Piezometría**

El Valle del Mayo, tradicionalmente se ha caracterizado por ser una zona eminentemente agrícola, que utiliza y demanda aguas superficiales y subterráneas en volúmenes importantes. Por esta razón, el análisis de la disposición de los patrones potenciométricos es de suma importancia para entender el comportamiento del sistema-acuífero y sus cambios en el tiempo.

De la búsqueda de información sobre niveles de aguas subterráneas, el Distrito de Riego 038 Río Mayo, tuvo a bien proporcionar una base de datos con información potenciométrica de pozos piloto para los años de 1997 al 2001 y 2003, que aunado a él recorrido potenciométrico realizado durante el presente estudio durante 2004, se tiene información prácticamente para los últimos siete años.

Con base en esta información se pudieron obtener configuraciones de profundidad, elevación y evolución del nivel estático, para los años antes señalados, los cuales se presentan en el siguiente apartado, el cual inicia en primera instancia, con un análisis histórico elaborado por el IMTA (2002) sobre las variaciones históricas del nivel freático desde comienzos de la década de los sesenta.

## **7.3. Profundidad a los niveles freático y estático**

### **7.3.1. Freatimetría (IMTA, 2002)**

Los estudios de freatimetría, a través de los cuales se ha estado observando la fluctuación del manto freático en el distrito de riego, empezaron a realizarse en 1962, midiendo la profundidad del nivel freático en forma mensual, con algunas interrupciones en cuanto a los meses observados, pero sin perder continuidad hasta el año de 1986. Posteriormente, se realizaron mediciones esporádicas, como las realizadas en los años de 1990, 1991 y 1993, y ya en forma continua a partir del año de 1997. Hasta 1985, las mediciones se realizaron en pozos de tres metros de profundidad acondicionados para este fin, distribuidos en una superficie de 51,421 ha, que cubre aproximadamente los actuales módulos de riego 1, 2, 3, 4, 5, 6, y 7. Las observaciones se estuvieron realizando en una batería de alrededor de 270 pozos, lo que equivale a un pozo por cada 190 ha y cuya distribución se presenta en la Figura 7.2. Poco tiempo después de que comenzara la operación del distrito, los directivos y técnicos se percataron de la necesidad de llevar a cabo observaciones del manto freático en el área señalada, en la cual se tienen las zonas más bajas, donde existen los mayores problemas de salinidad.

Con la información obtenida se elaboran mapas de isobatas en forma mensual, los cuales muestran líneas que indican la misma profundidad del nivel freático partir del nivel del suelo. Se han utilizado cinco intervalos: 0-1.0, 1.0-1.5, 1.5-2.0, 2.0-3.0 y >3.0 metros, para agrupar los valores observados. Se considera que la profundidad crítica es de 0-1.5 m, debido que el sistema radical de los cultivos se

encuentra, en general, dentro de esta profundidad. El tipo de textura del suelo también juega un papel importante, ya que en suelos de textura arcillosa, el ascenso del manto freático será mayor, y causará más daños a las plantas.

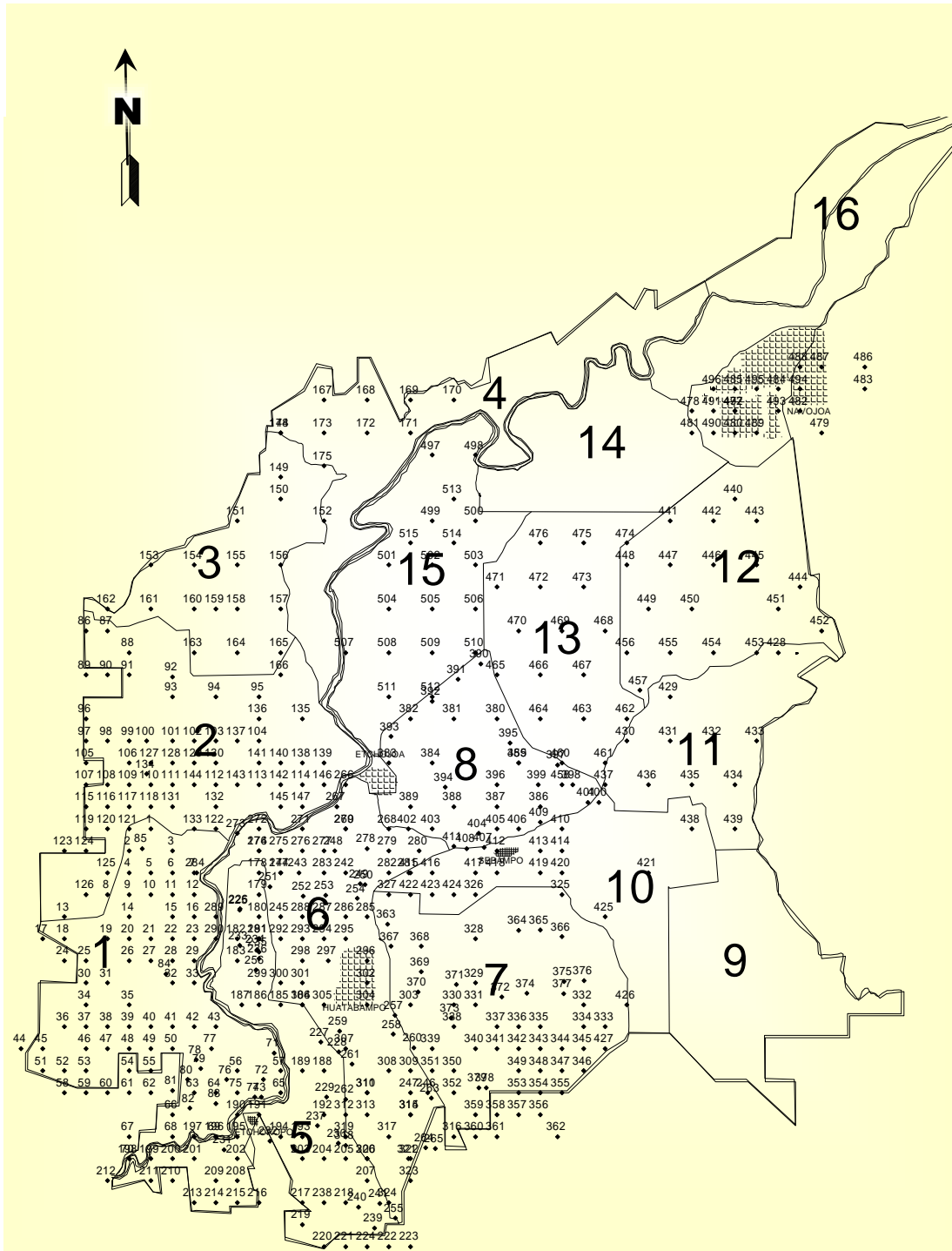
A lo largo del año existen variaciones de los niveles freáticos, mismos que se relacionan fundamentalmente con la aplicación de agua de riego al distrito. A manera de ejemplo, en la Tabla 7.2 se muestran los valores del nivel freático en el estrato 0–1.5 m registrados en diferentes años. En esta tabla se aprecia que durante los meses de febrero y marzo se presentan las mayores superficies afectadas con manto freático somero, por lo que se considera a esos meses como críticos, respecto a esta variable.

Hasta 1980, la superficie promedio que presentaban niveles freáticos someros (0.0–1.5m) fue de menos de 6,389 ha; sin embargo, para 1985 esta superficie resultó cercana a 30,000 ha, es decir, alrededor de cinco veces mayor que aquella de las fechas anteriores, lo que puede estar asociado con el comienzo de un periodo de sequía, y como consecuencia a un mayor uso de agua de riego en el distrito.

Otros datos interesantes que se obtienen de la información freaticométrica es la generación de gráficas áreas-tiempo (Figura 7.3), las cuales representan los cambios en las superficies con distintos niveles freáticos a través del tiempo. Se forman colocando los diferentes meses del año en el eje de las abscisas, y las áreas resultantes de cada grupo en el eje de las ordenadas; acumulando en cada ordenada las superficies mensuales obtenidas, en el orden de la menor a mayor profundidad del nivel freático, y cuya suma será la superficie total en estudio. Para distinguir los diferentes niveles de afectación, se utiliza la misma escala de colores que en el mapa de isobatas. Estas superficies se obtienen de los planos de isobatas.

Ambas gráficas, isobatas y áreas-tiempo, son muy importantes porque proporcionan información sobre: a) variación mensual del área de cada grupo de afectación del nivel freático; b) aumento o disminución de las áreas problema con respecto al tiempo; c) los meses donde se presentan las mayores áreas con niveles freáticos más cercanos a la superficie del suelo y su duración; d) los meses donde se presentan las áreas con niveles freáticos más profundos y su duración; e) interacción de los niveles freáticos con los meses de extracción del agua; f) influencia de las precipitaciones pluviales y su duración en las variaciones del nivel freático.

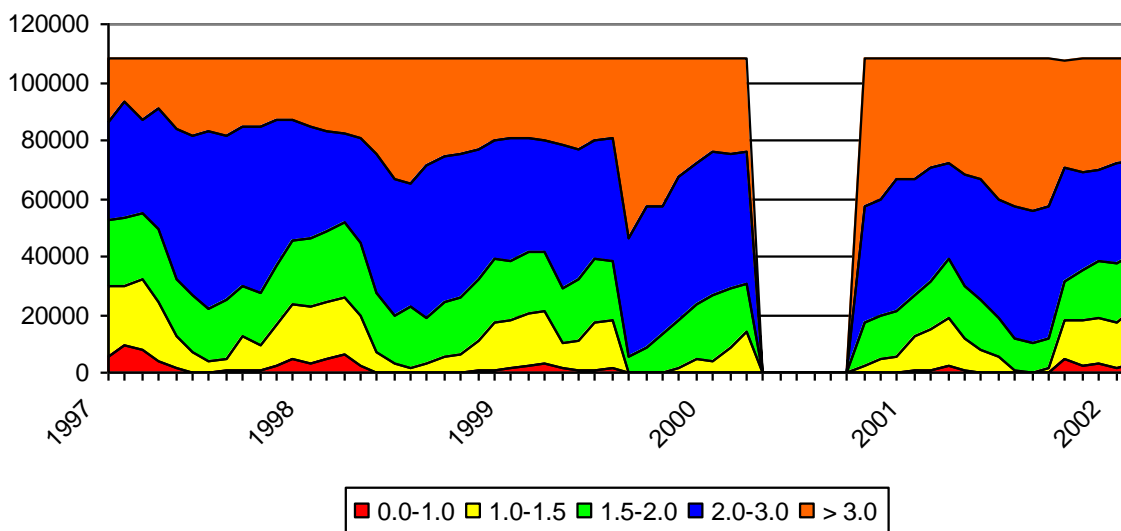
Se observa que los meses con mayor superficie de niveles freáticos someros en el DR 038 son marzo, abril y mayo, lo cual es reflejo de la época más demandante de riegos; y los meses cuando los mantos freáticos someros están ocupan la menor superficie son julio, agosto y septiembre, que es el verano seco, con altas temperaturas y altas tasas de evaporación.



**Figura 7.2. Distribución espacial de los pozos de observación freaticométrica en el DR 038 Río Mayo.**

**Tabla 7.2. Variaciones en superficie (ha), de los niveles freáticos observados en diferentes años en el estrato 0–1.5 m, en el DR 038 Río Mayo.**

Mes	Año en que se realizó la observación				
	1965	1971	1975	1980	1985
Enero	4,890	5,490	15,290	8,610	36,831
Febrero	10,170	7,130	10,310	12,420	9,030
Marzo	8,540	5,890	10,410	12,010	41,431
Abril	10,520	3,890	6,020	-----	41,341
Mayo	4,780	3,560	2,370	1,030	36,491
Junio	4,440	3,600	1,810	1,200	20,000
Julio	3,570	2,350	3,920	1,690	27,500
Agosto	-----	4,030	3,690	-----	23,301
Septiembre	-----	1,860	5,660	4,620	-----
Octubre	5,280	3,120	3,270	-----	-----
Noviembre	7,350	4,120	5,630	6,650	-----
Diciembre	4,350	8,400	4,350	-----	34,061
Promedio	6,389	4,453	6,061	6,029	29,998



**Figura 7.3. Gráfica áreas-tiempo de 1997 a 2002 del DR 038 Río Mayo, (IMTA, 2002).**

### 7.3.2. Profundidad al nivel estático

A continuación se presentan las configuraciones de profundidad a los niveles estáticos para diferentes años (1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2003 y 2004), donde se presentan observaciones relacionadas con el comportamiento de estos niveles.

**Comportamiento de la profundidad de los niveles estáticos durante los últimos 7 años.** En términos globales, el comportamiento de la profundidad a los niveles estáticos para el período 1997–2004, varían entre >0 y 20 m, esencialmente para la zona donde se localiza el Distrito de Riego 038 Río Mayo



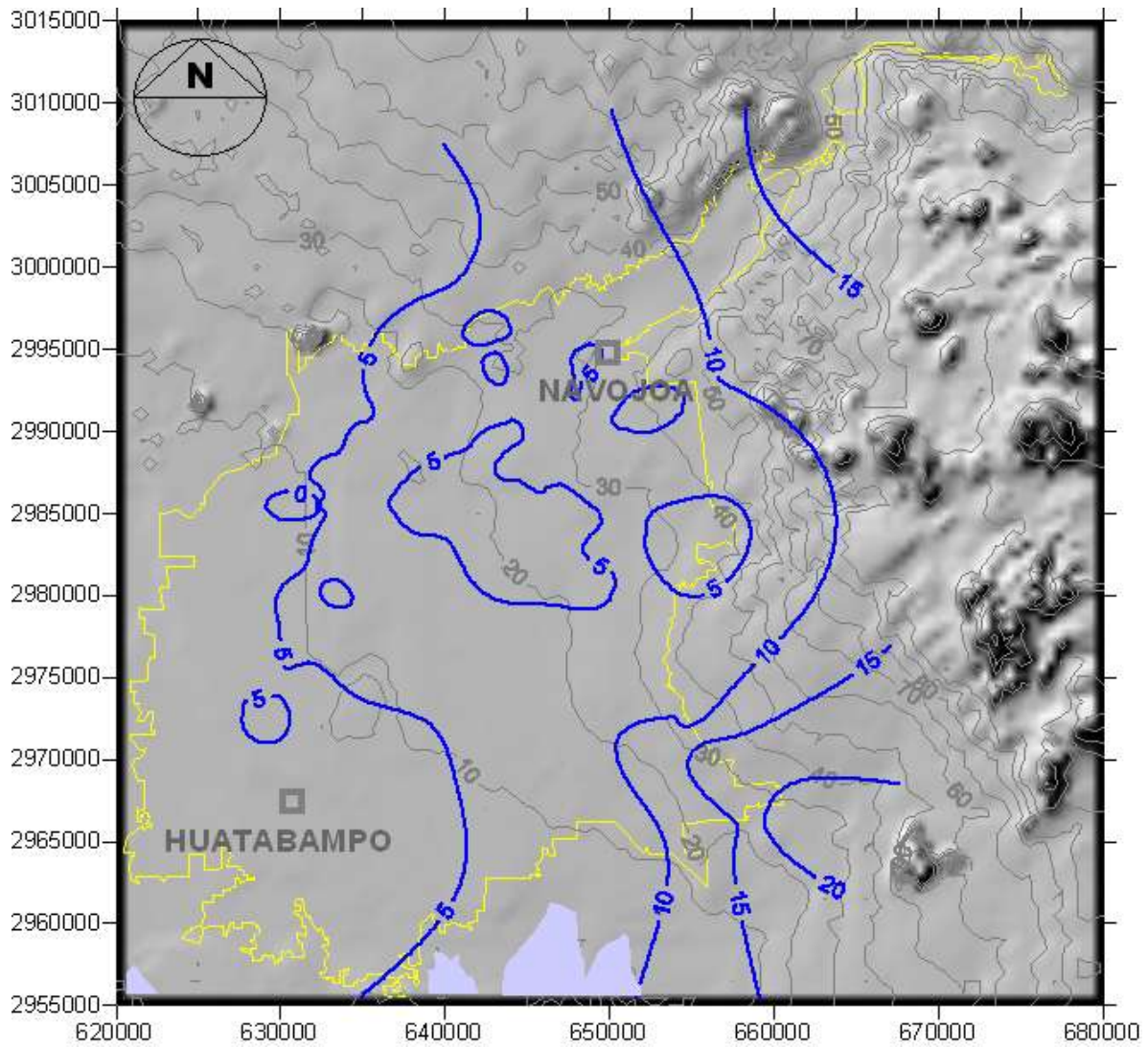
(figuras 7.4 a 7.10). Las configuraciones para los años en que abarca ese período, denotan que existe una variación mínima en la profundidad al nivel estático.

Las zonas de Navojoa y Huatabampo, han mantenido profundidades del orden de los 10 m y 5 m, respectivamente desde 1998 hasta el 2003 (Figuras 7.5 a 7.10). Sin embargo, un año antes (1997), las profundidades entre estas dos poblaciones (zona central del distrito de riego) era la misma, cercana a los 5 m (Figura 7.4), lo que implica que ha habido una ligera variación en los niveles del agua.

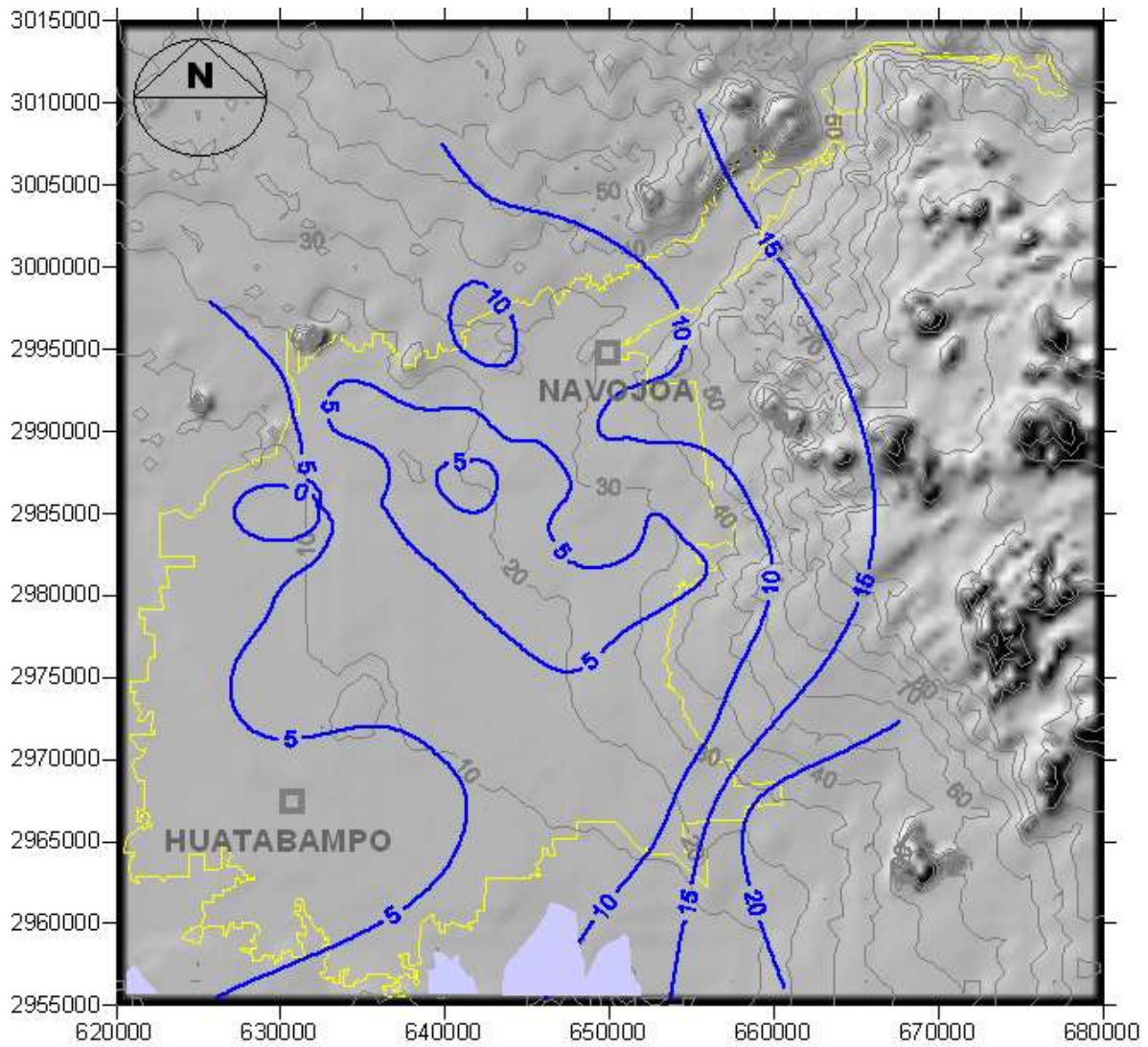
Para las porciones topográficas mayores del Distrito de Riego 038 Río Mayo (zona de Tesia), específicamente en los límites de la zona serrana con el inicio de la planicie costera, en 1997 se reportaron las mayores profundidades al nivel estático del orden de los 20 m (Figura 7.4).

Por su parte, la zona costera de Huatabampo no ha registrado mayores variaciones en su profundidad al nivel estático, que generalmente es del orden de los 5 m, como se observa en las Figuras 7.4 a 7.10.

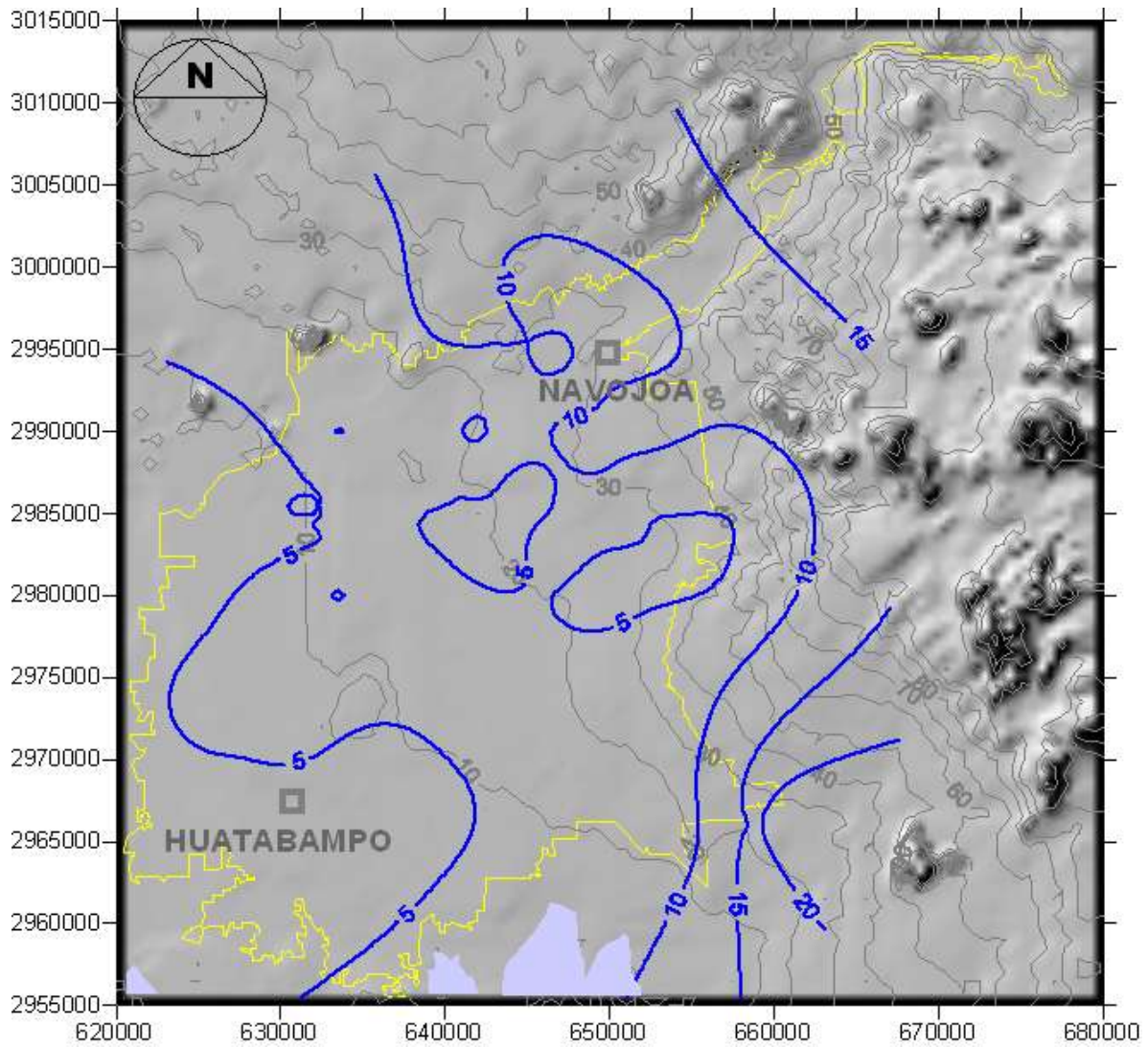
En cuanto a la zona sureste del área de estudio, en los límites del distrito de riego, las profundidades al nivel estático se caracterizan por ser mayores, en general de 15 a más de 20 m.



**Figura 7.4. Configuración de la profundidad al nivel estático, m (1997).**

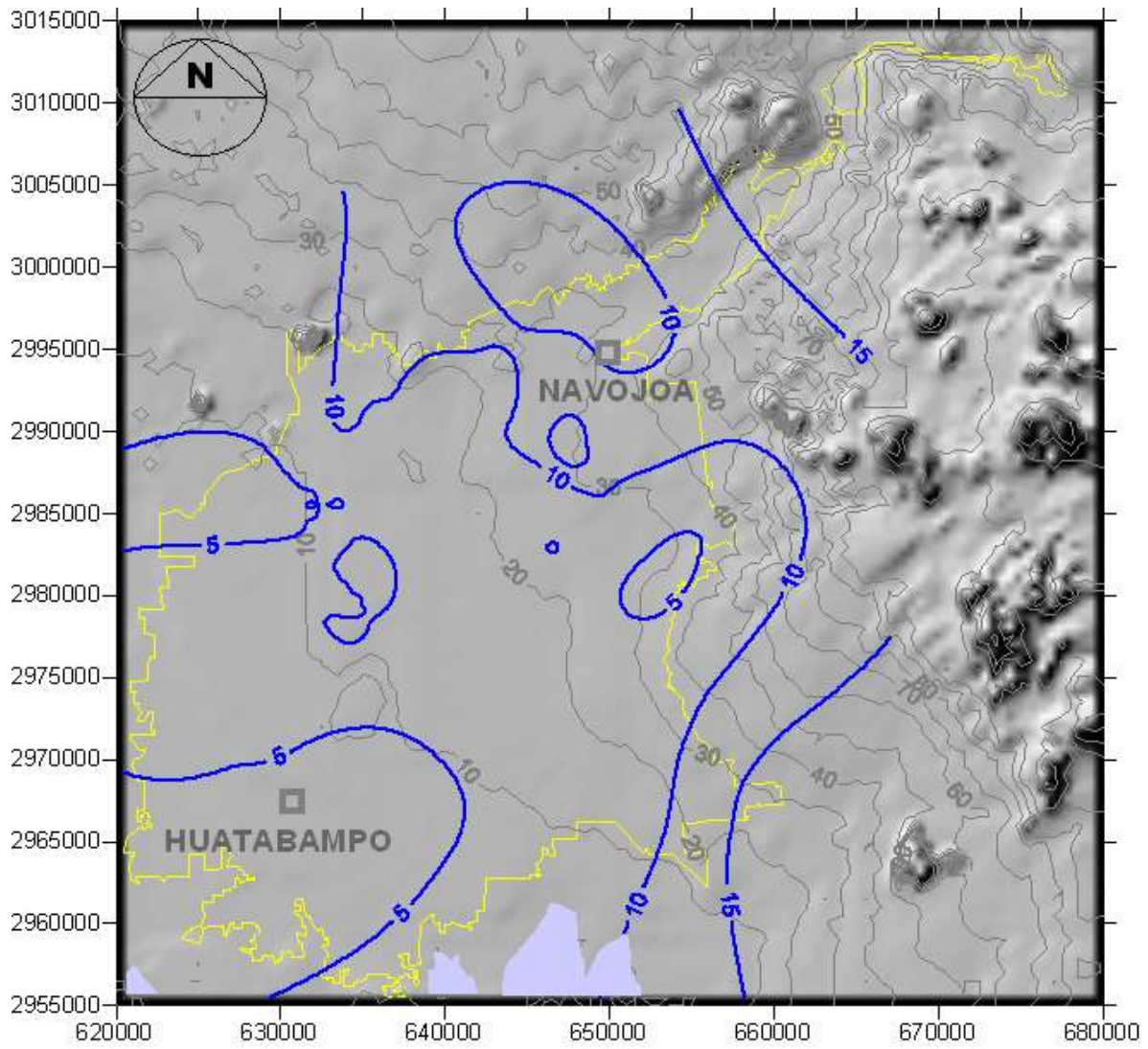


**Figura 7.5. Configuración de la profundidad al nivel estático, m (1998).**



**Figura 7.6. Configuración de la profundidad al nivel estático, m (1999).**





**Figura 7.7. Configuración de la profundidad al nivel estático, m (2000).**

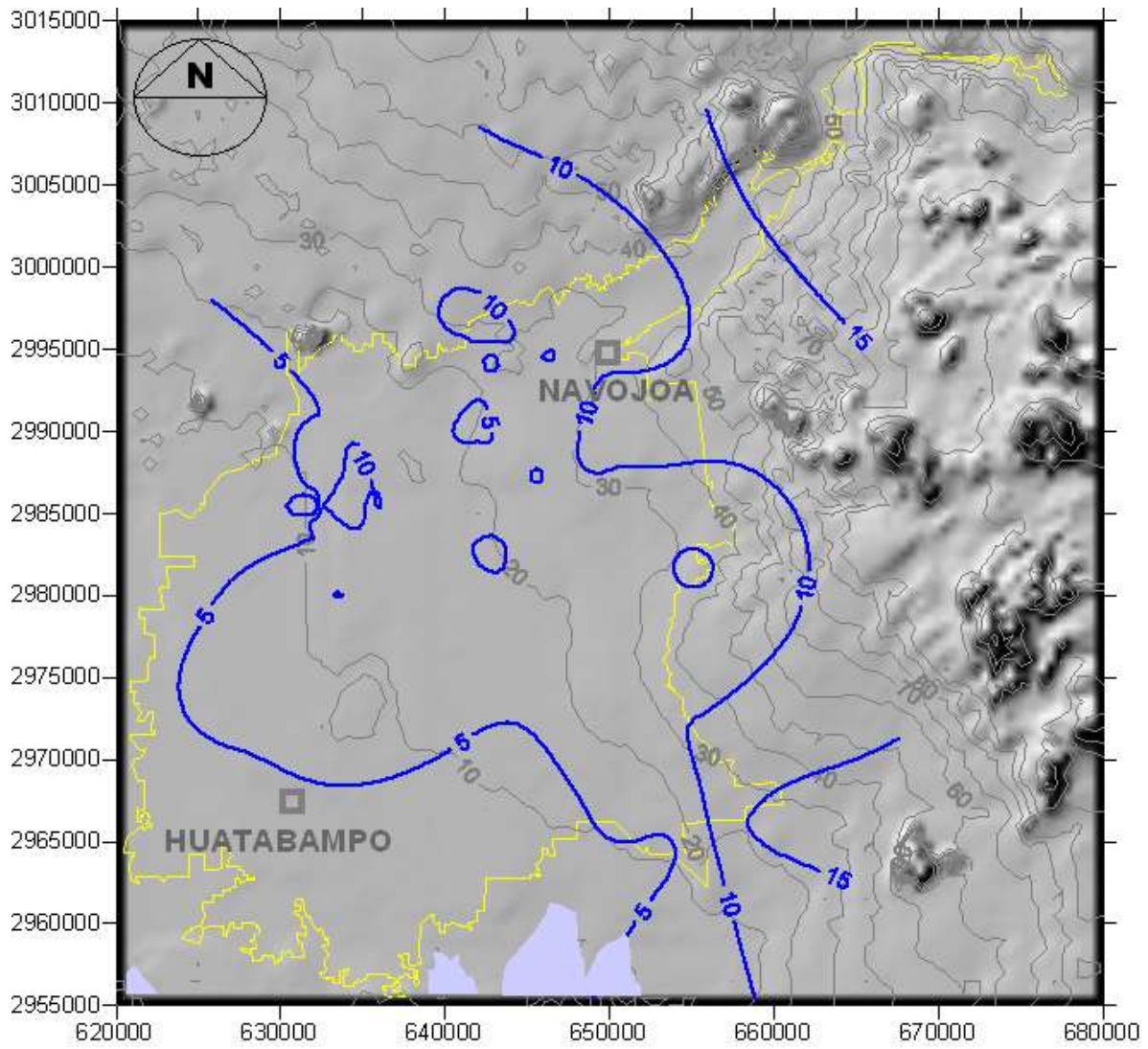


Figura 7.8. Configuración de la profundidad al nivel estático, m (2001).

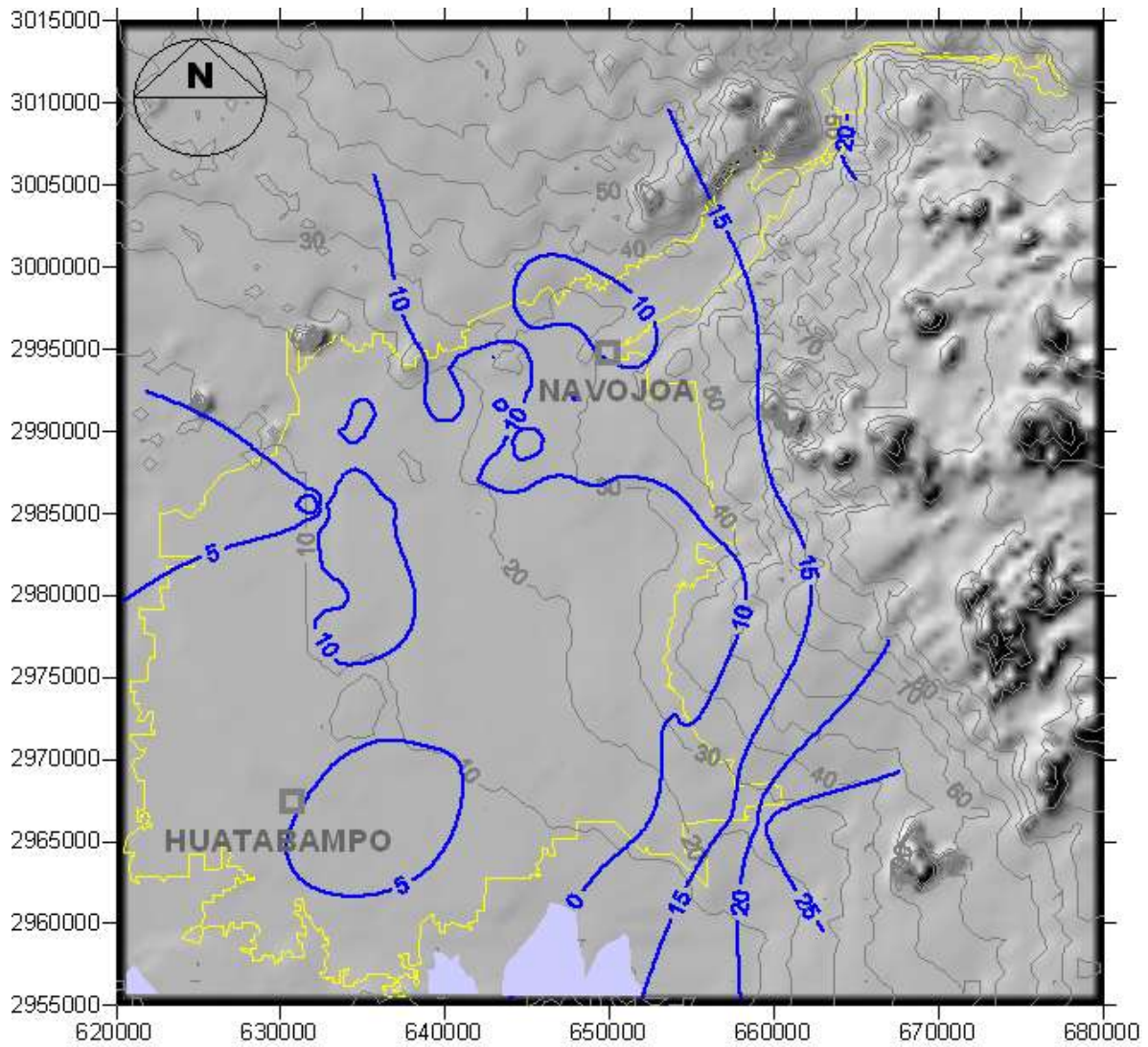
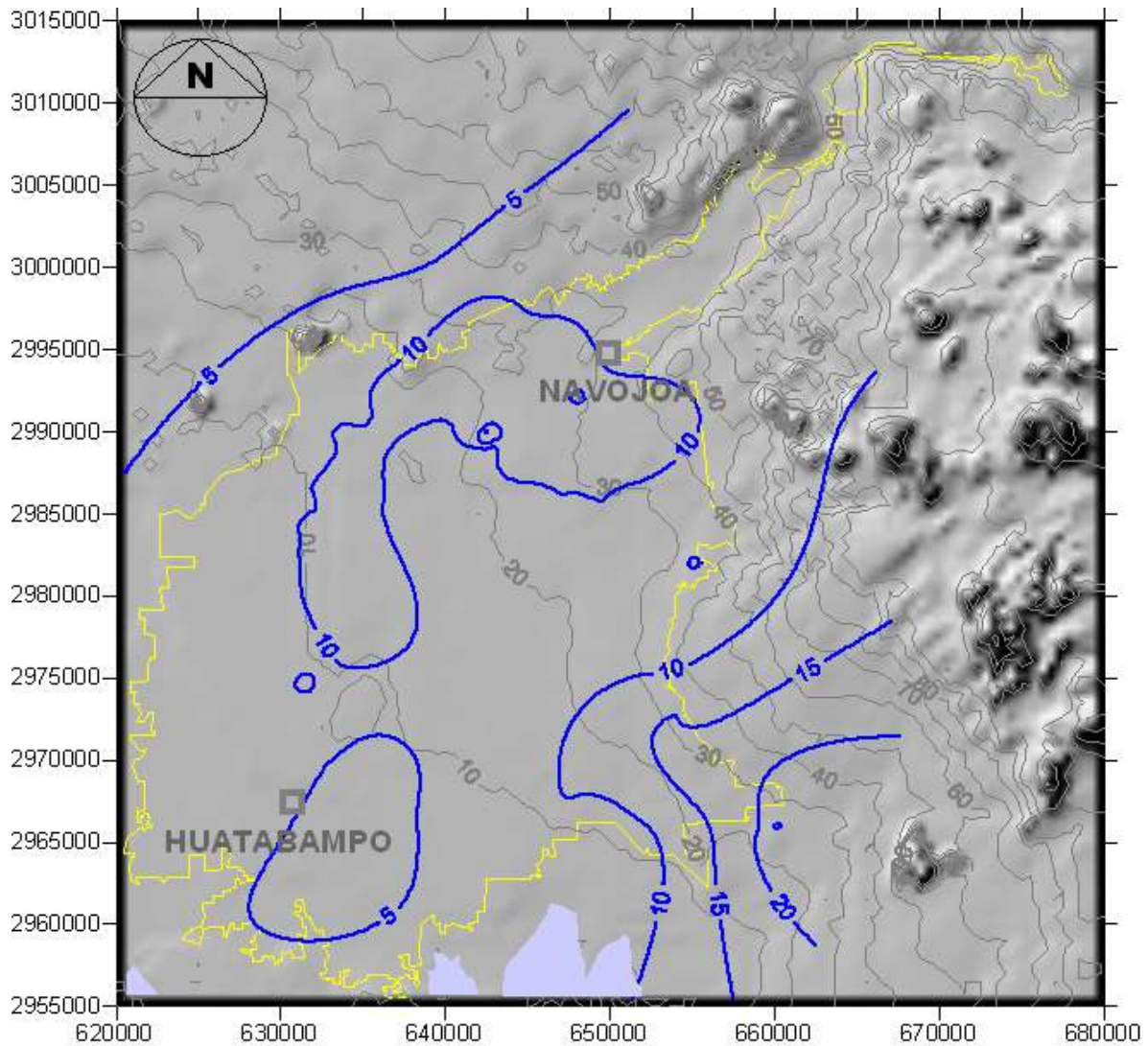


Figura 7.9. Configuración de la profundidad al nivel estático, m (2003).





**Figura 7.10. Configuración de la profundidad al nivel estático, m (2004).**

#### **7.4. Configuración de elevación del nivel estático y red de flujo subterráneo**

El Valle del Mayo tradicionalmente se ha caracterizado por ser una zona eminentemente agrícola, que utiliza y demanda importantes volúmenes de aguas superficiales y subterráneas. Por esta razón, la disposición de los patrones potenciométricos puede ser variable, ya que están en función del régimen de operación implementado. A continuación, se ha preparado una descripción sucinta sobre los principales patrones de flujo de las aguas subterráneas para el período 1997–2004. Es conveniente señalar que las configuraciones de la elevación del nivel estático se realizaron previa discriminación de aquellos aprovechamientos que presentaron elevación de brocal inconsistente con el modelo de elevación digital utilizado en el presente estudio.



#### **7.4.1. Comportamiento de la elevación de los niveles estáticos durante los últimos 7 años**

Con base en el análisis de las Figuras 7.11 a 7.17, es evidente que existen algunas modificaciones en el comportamiento potenciométrico de las aguas subterráneas; sin embargo, la tendencia general del patrón de flujo es similar para todas las configuraciones, siendo en sentido NE-SW proveniente de zonas hipsográficas mayores (zonas de recarga). Estos flujos alcanzan el distrito de riego, donde una porción volumétrica importante es interceptada por la infraestructura hidráulica existente, mientras otra parte logra descargar en el mar.

La zona de Navojoa ha mantenido la elevación del nivel estático en 25 m con algunas variaciones mínimas, excepto en los dos últimos años donde se han reportado valores cercanos a los 20 m, lo que indica una recuperación de los niveles del agua.

En cuanto al norte del distrito de riego (zona de Tesia), para estos años analizados, la elevación del nivel estático ha sido del orden de los 30 m.

En cuanto a la zona costera las elevaciones del nivel estático se han mantenido entre los 0–5 m, excepto en el último año, donde se han reportado elevaciones por debajo del nivel del mar, para la zona norte de Huatabampo, como se observa en la Figura 7.17.

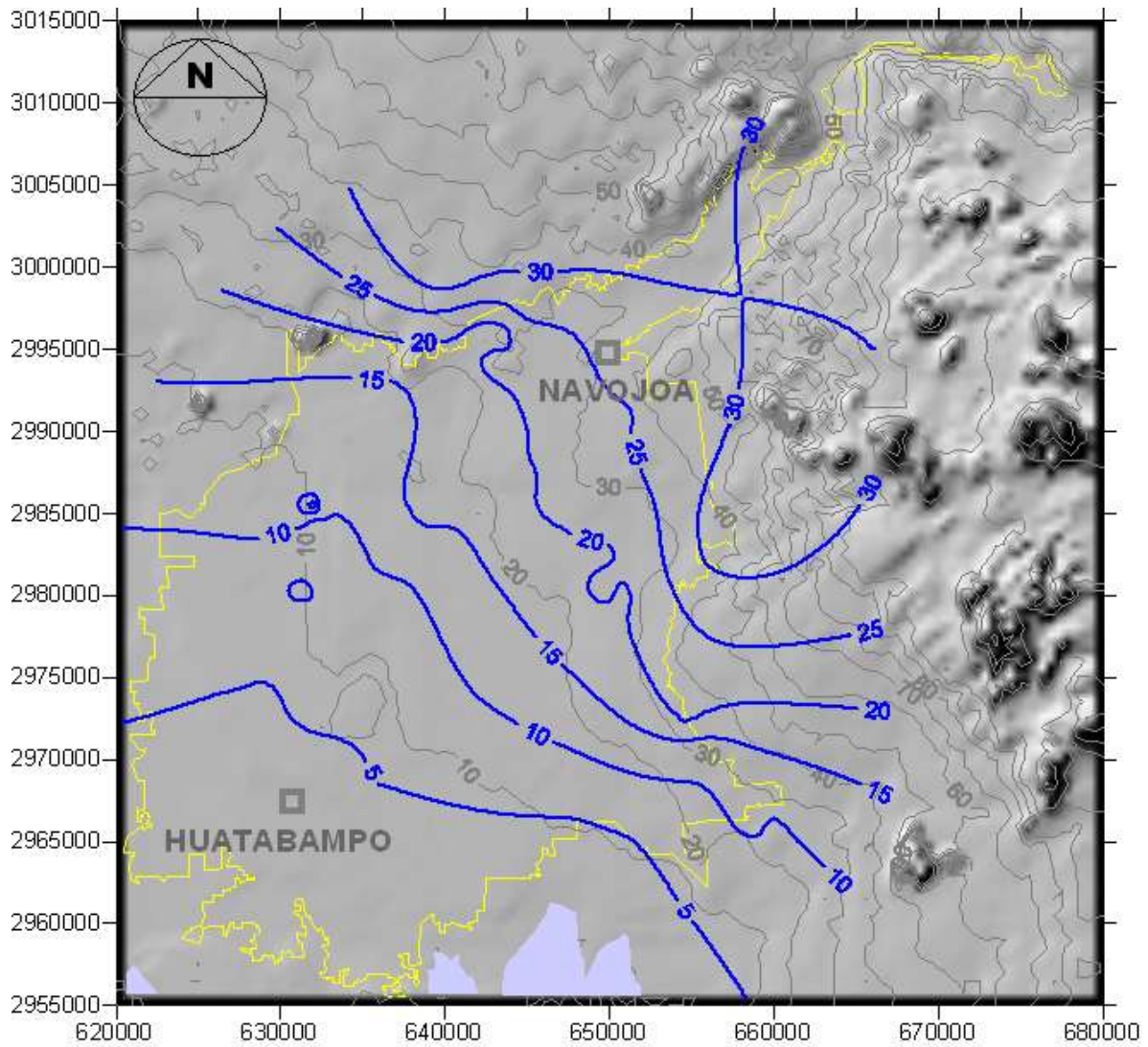
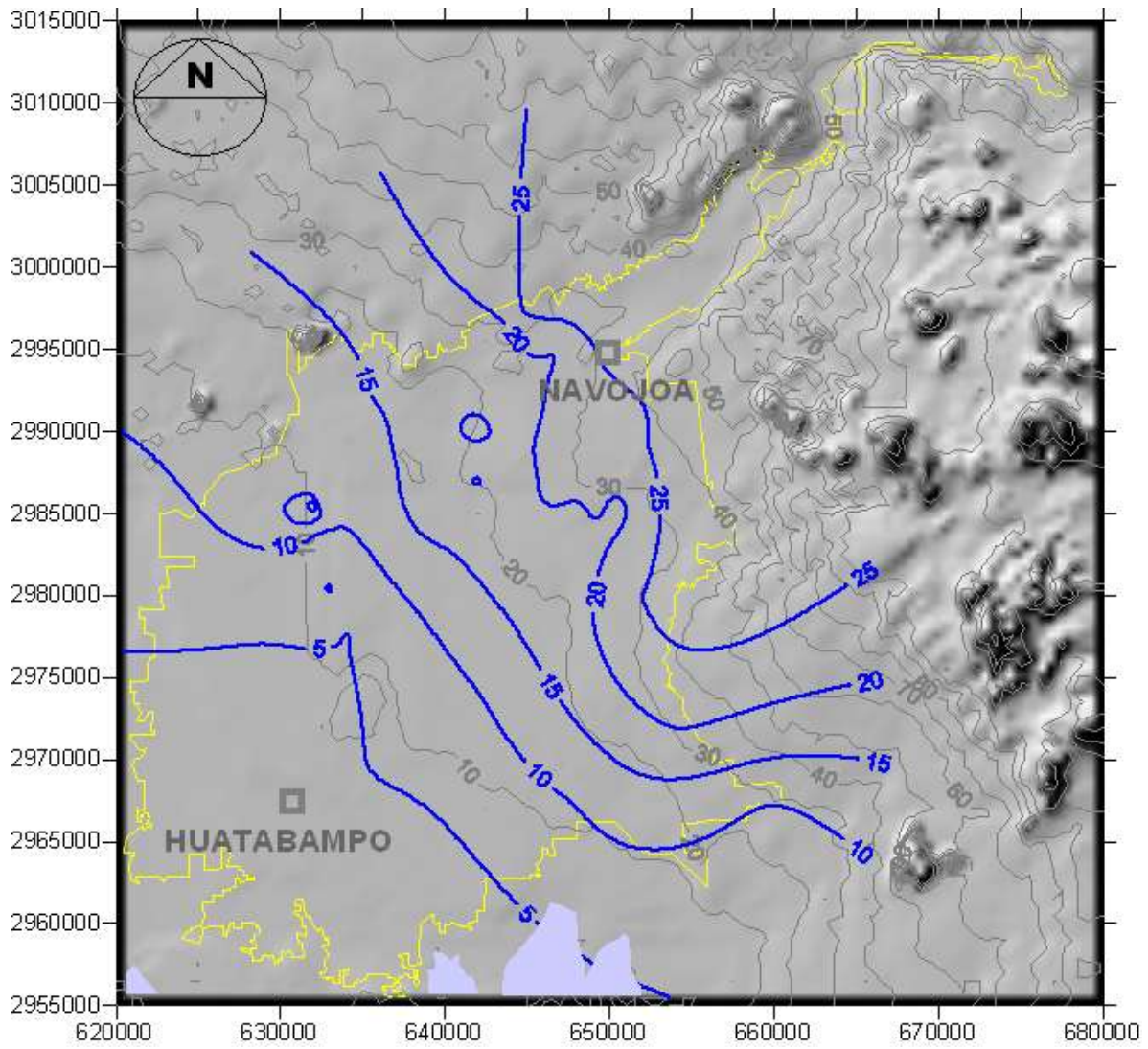


Figura 7.11. Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (1997).



**Figura 7.12. Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (1998).**

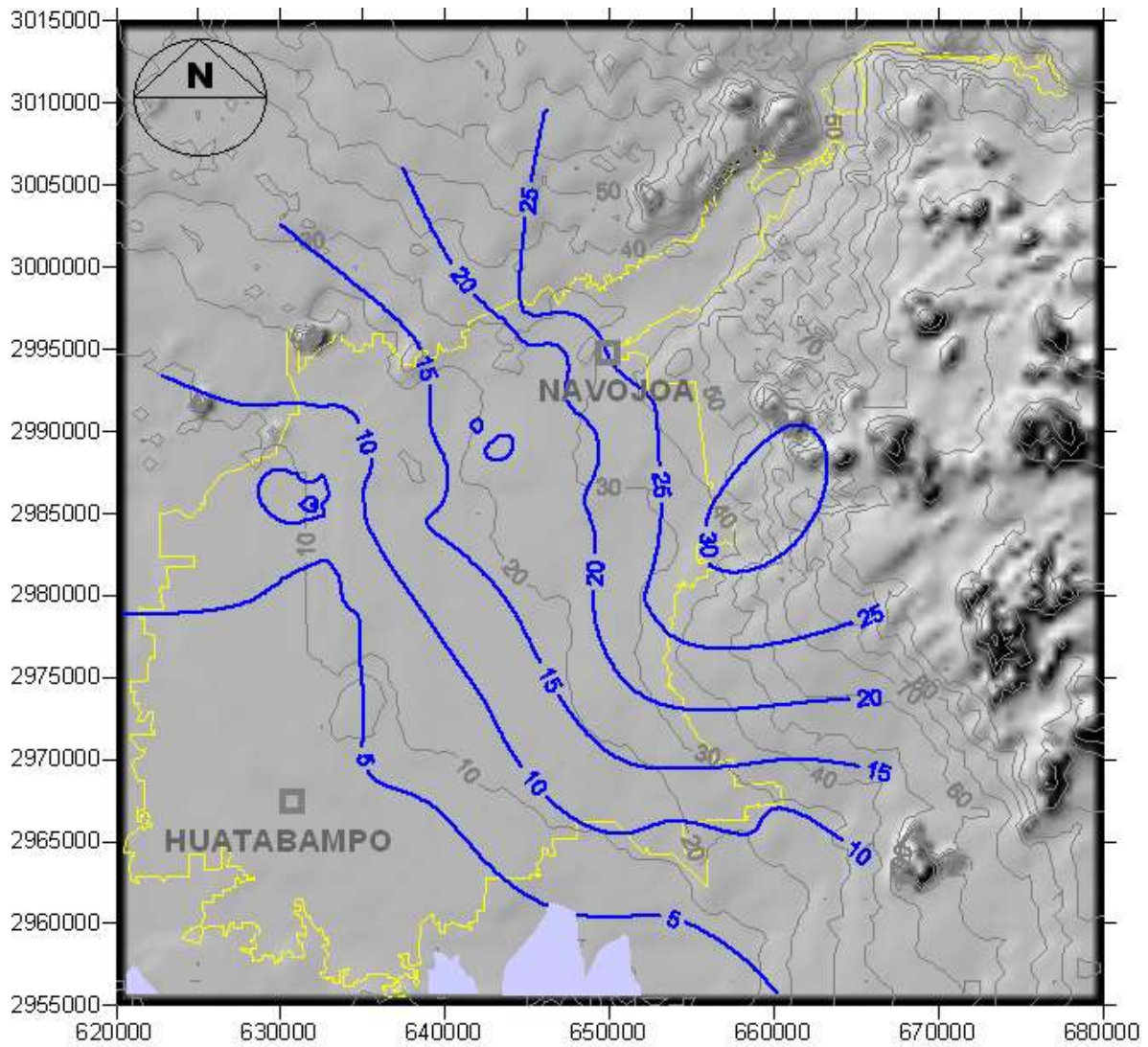


Figura 7.13. Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (1999).



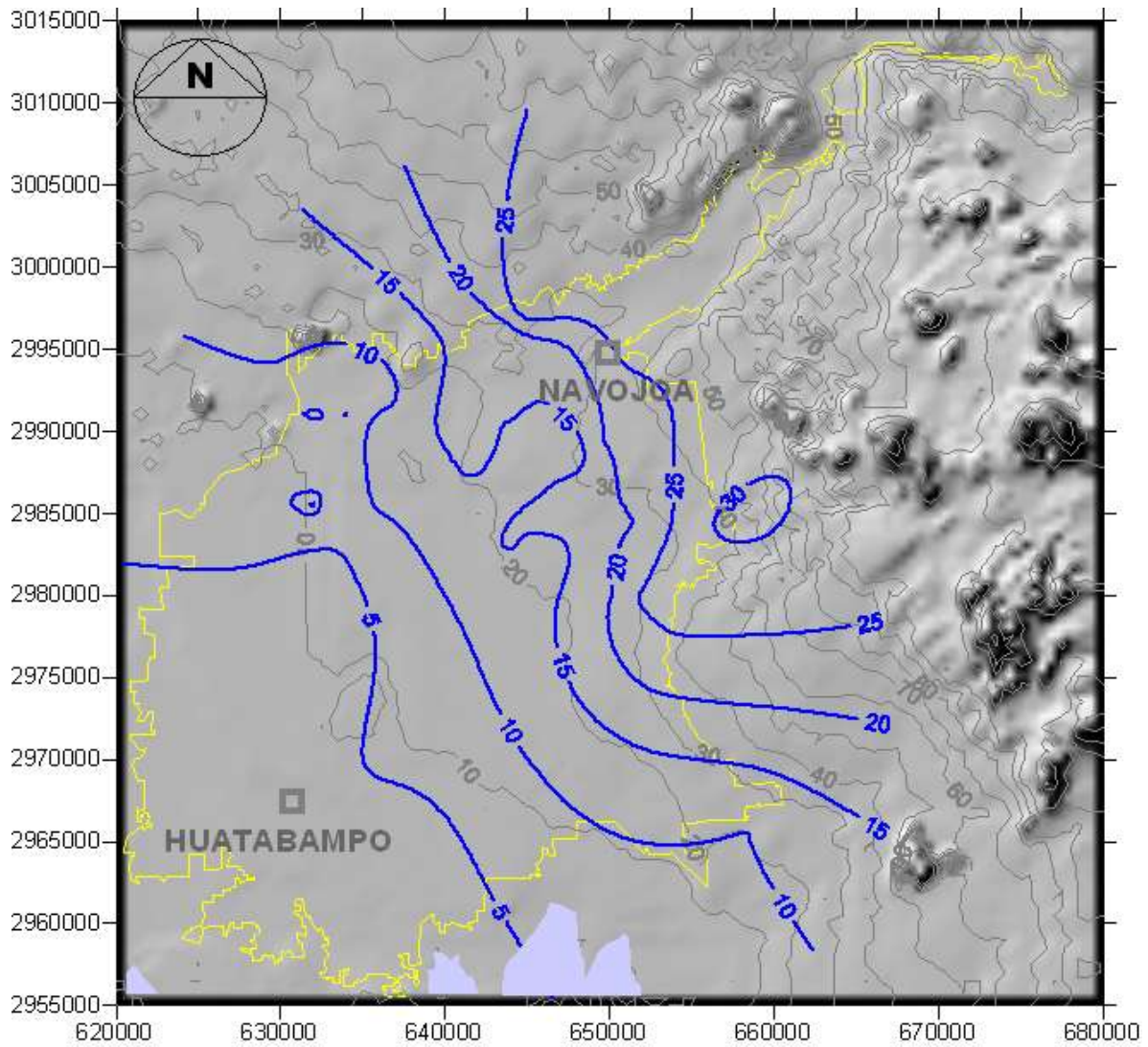
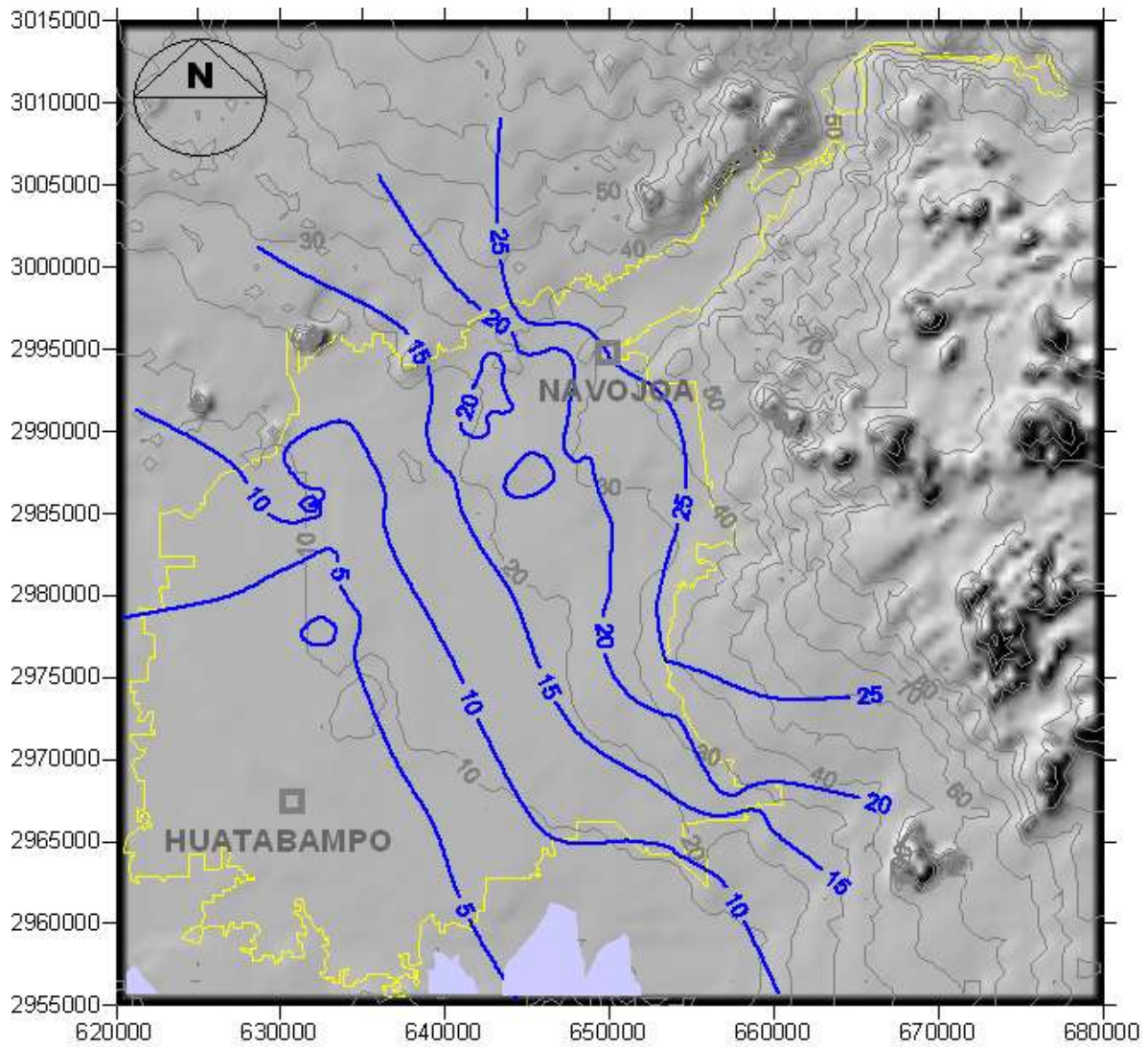


Figura 7.14. Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (2000).



**Figura 7.15. Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (2001).**

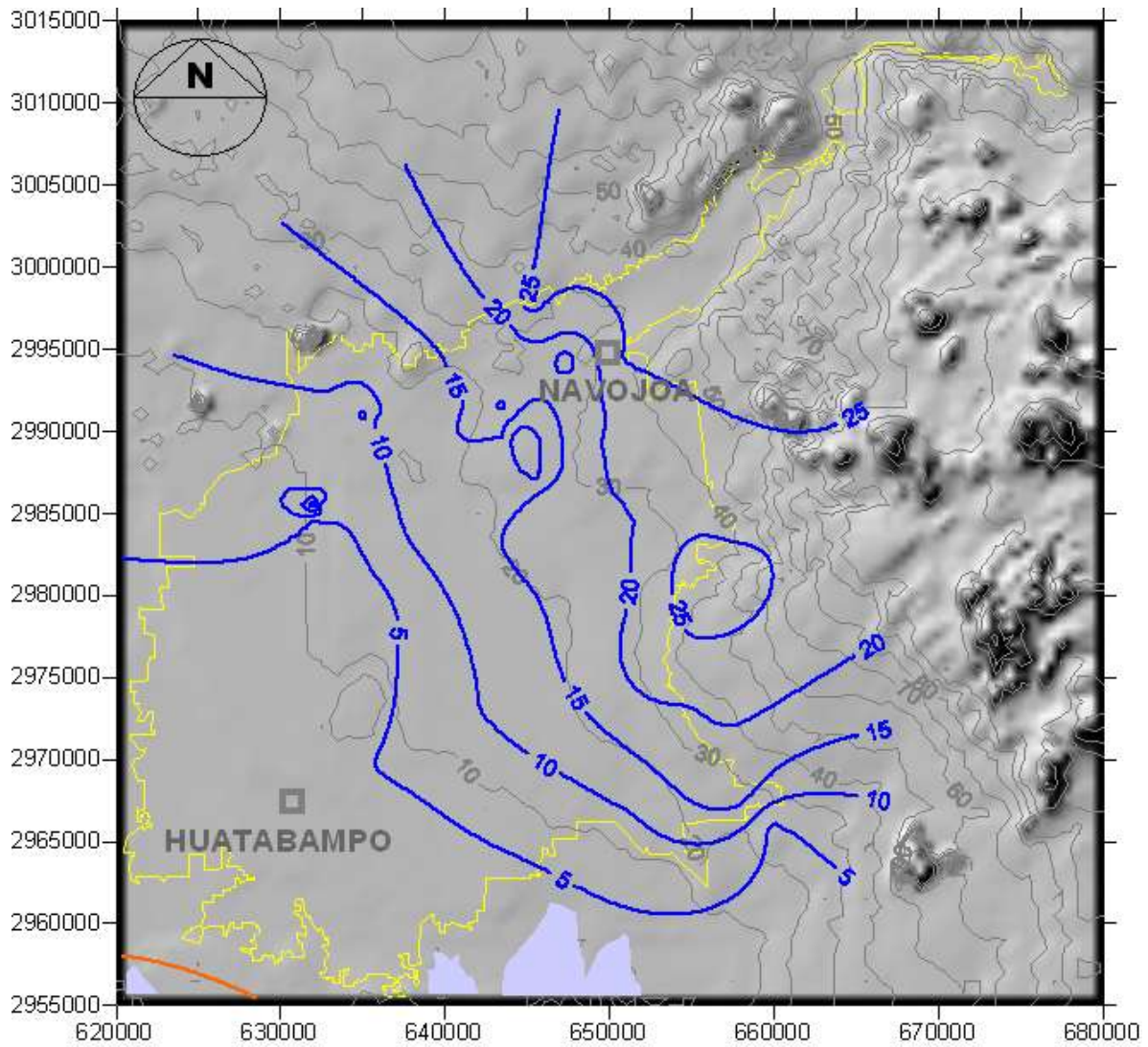
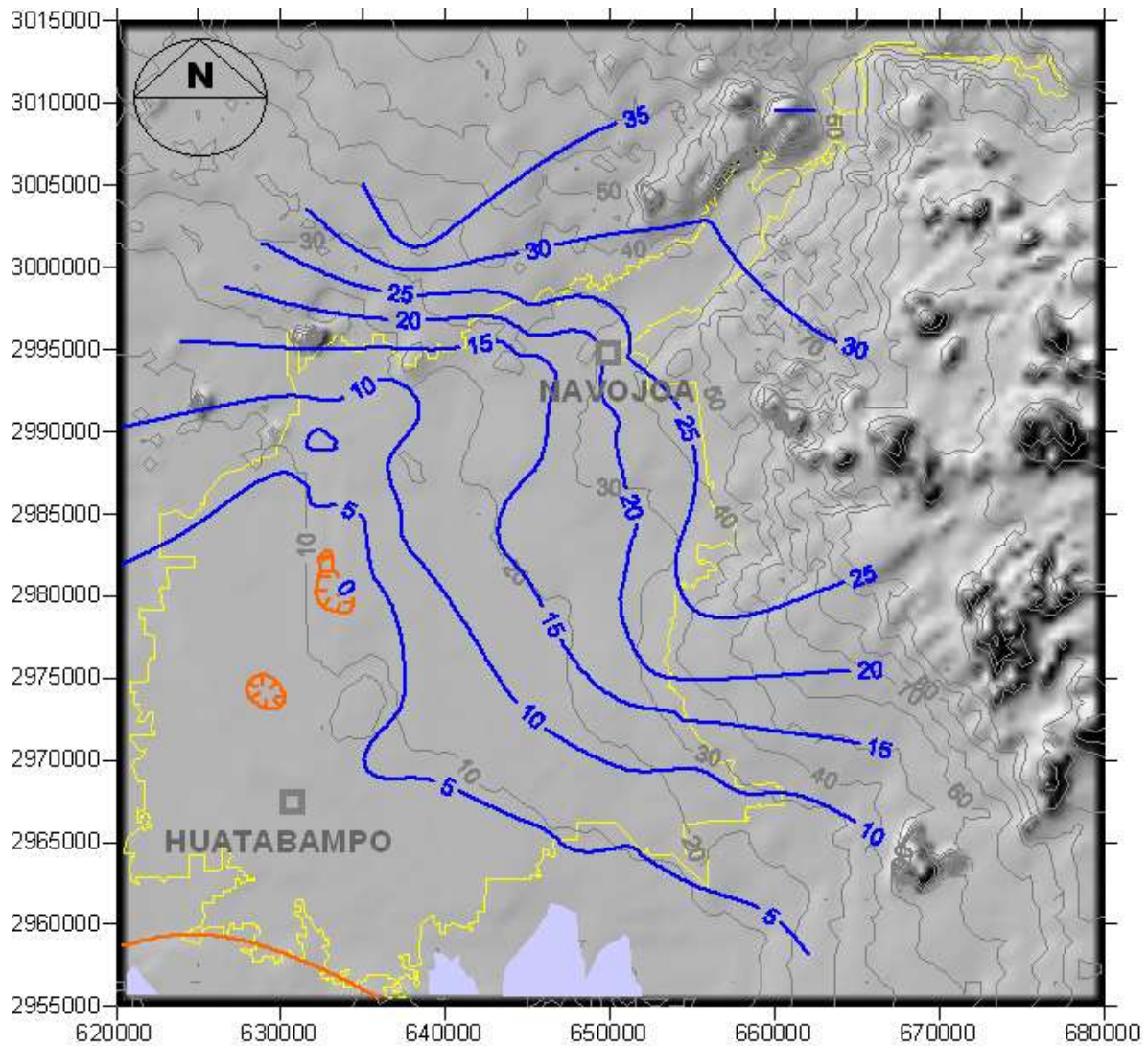


Figura 7.16. Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (2003).



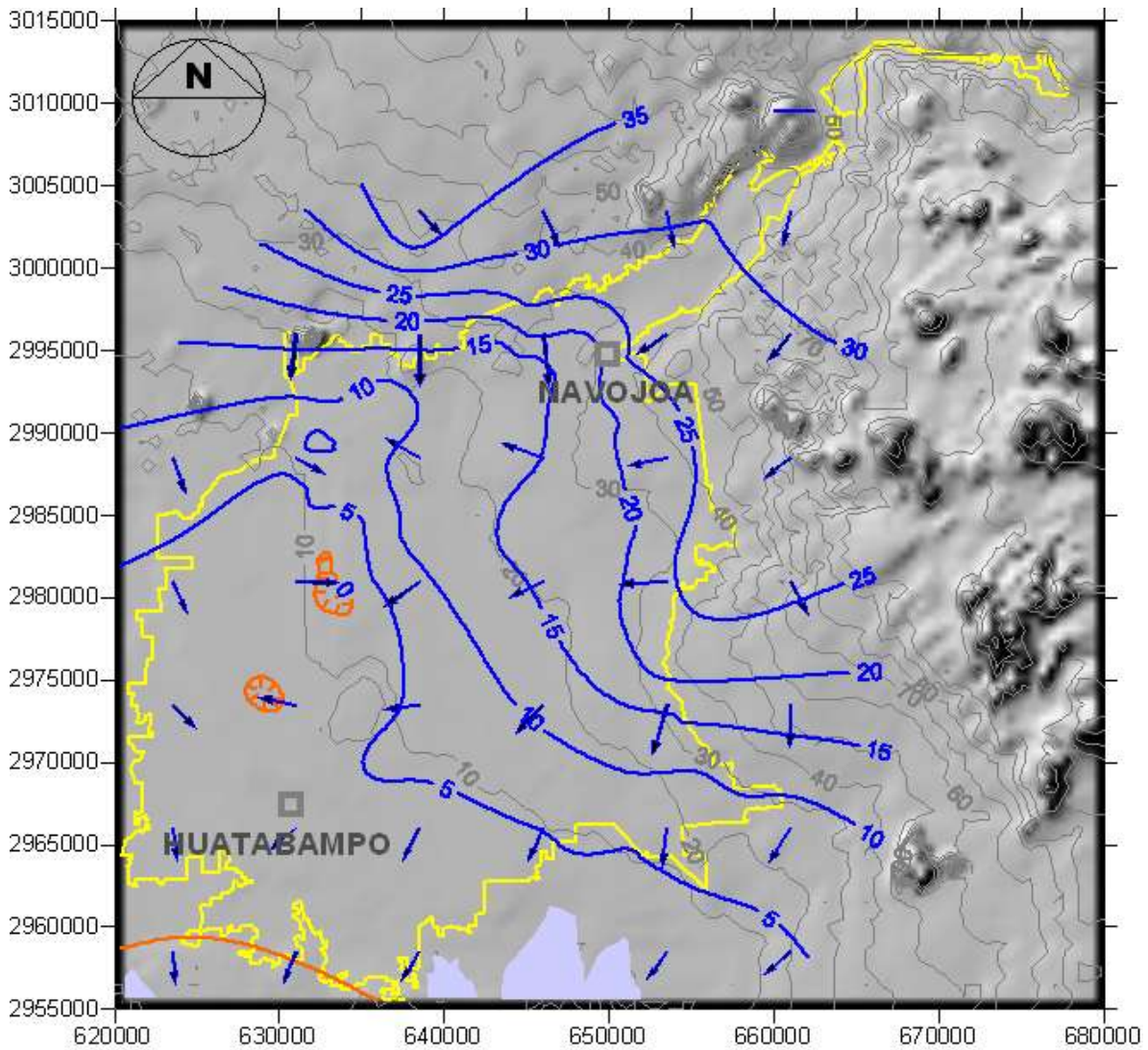


**Figura 7.17. Configuración de la elevación del nivel estático, msnm (2004).**

#### **7.4.2. Red de flujo de las aguas subterráneas**

Este rubro presenta el análisis del comportamiento del flujo de las aguas subterráneas para el año 2004, mediante la construcción de una red de flujo elaborada con información potenciométrica recabada en el presente estudio. Como se observa en la Figura 7.18, actualmente existe un patrón preferencial de flujo de agua subterránea que proviene de la zona montañosa, al NNE del Distrito de Riego No. 038 Río Mayo. Asimismo, existen volúmenes importantes debido a los retornos de riego que comúnmente impactan como recarga vertical. Parte de estos flujos preferenciales convergen en la zona de Navojoa, donde se ha detectado recuperación de los niveles de agua. Por otra parte, es destacable observar que existen volúmenes de aguas subterráneas que descargan hacia la zona de costa, provenientes del nororiente de Huatabampo; asimismo, se presentan flujos convergentes en algunos conos de abatimiento, al norte de Huatabampo, mismos que no alcanzan la línea de costa.





**Figura 7.18. Dirección de flujo de las aguas subterráneas (2004).**

En la Figura 7.19 se presenta la superficie potenciométrica del año 2004, en la cual se observa claramente la recarga en las porciones altas y el flujo de agua subterránea hacia la porción costera; asimismo, se observan las modificaciones puntuales que ha tenido la superficie potenciométrica como producto de la explotación a través de pozos.

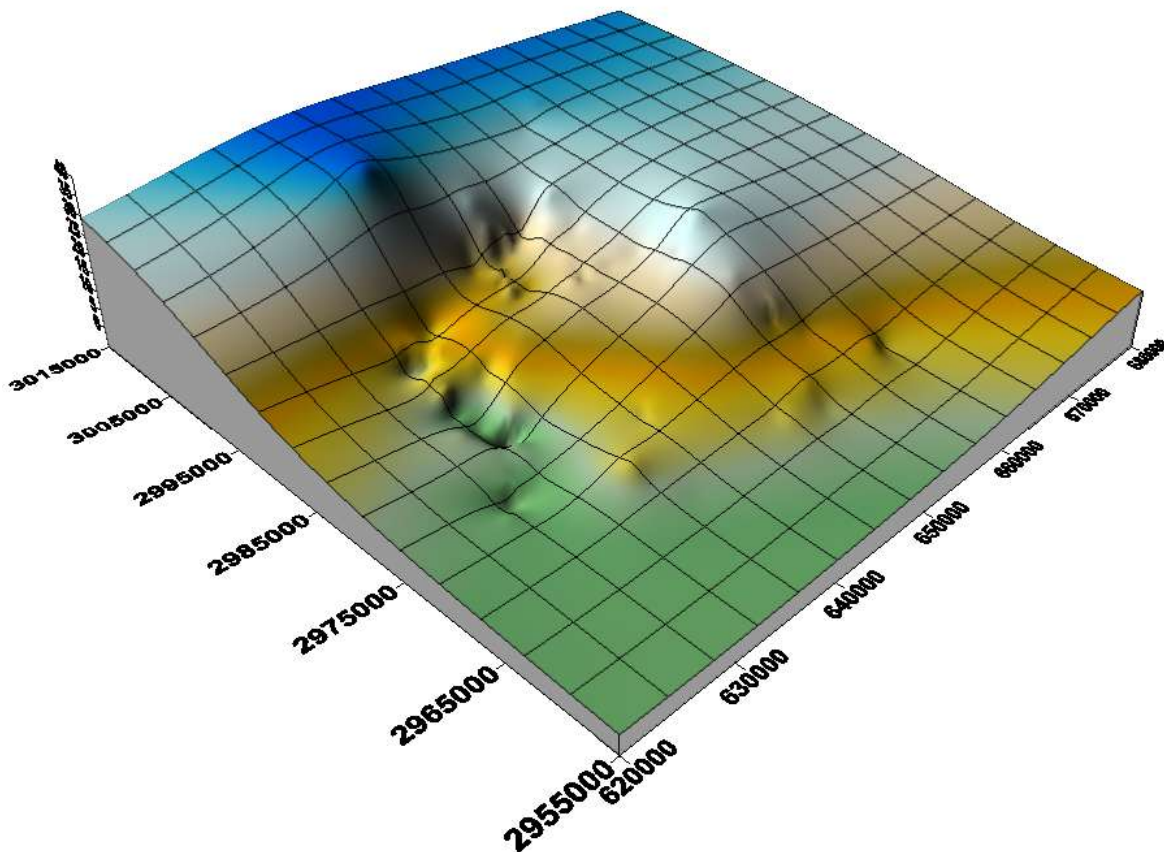


Figura 7.19. Superficie potenciométrica del 2004.

### 7.5. Evolución potenciométrica

Con base en la información potenciométrica de los últimos 7 años, se elaboraron 48 hidrógrafos de pozos, para analizar la variación de los niveles del agua. En la Figura 7.20 se presenta la localización de estos pozos y en las figuras 7.21 a 7.26, los correspondientes hidrógrafos. En general los hidrógrafos presentan una tendencia a incrementar la profundidad al nivel estático. Es importante aclarar que estos corresponden a zonas donde se tienen detectados las mayores concentraciones de pozos. Asimismo, existen otras zonas, como el centro-sur del distrito de riego, donde se presentan recuperaciones en la profundidad de sus niveles estáticos, probablemente a los efectos de recarga vertical por retornos de riego.

También es una característica observable en la mayoría de los hidrógrafos la variabilidad en el tiempo de sus profundidades al nivel estático, es decir, existen abatimientos y recuperaciones, que probablemente reflejen las diferentes condiciones en el régimen de bombeo y por ende, en su demanda, sobretudo en

épocas de sequía aguda, cuando disminuyen los volúmenes de aguas superficiales.

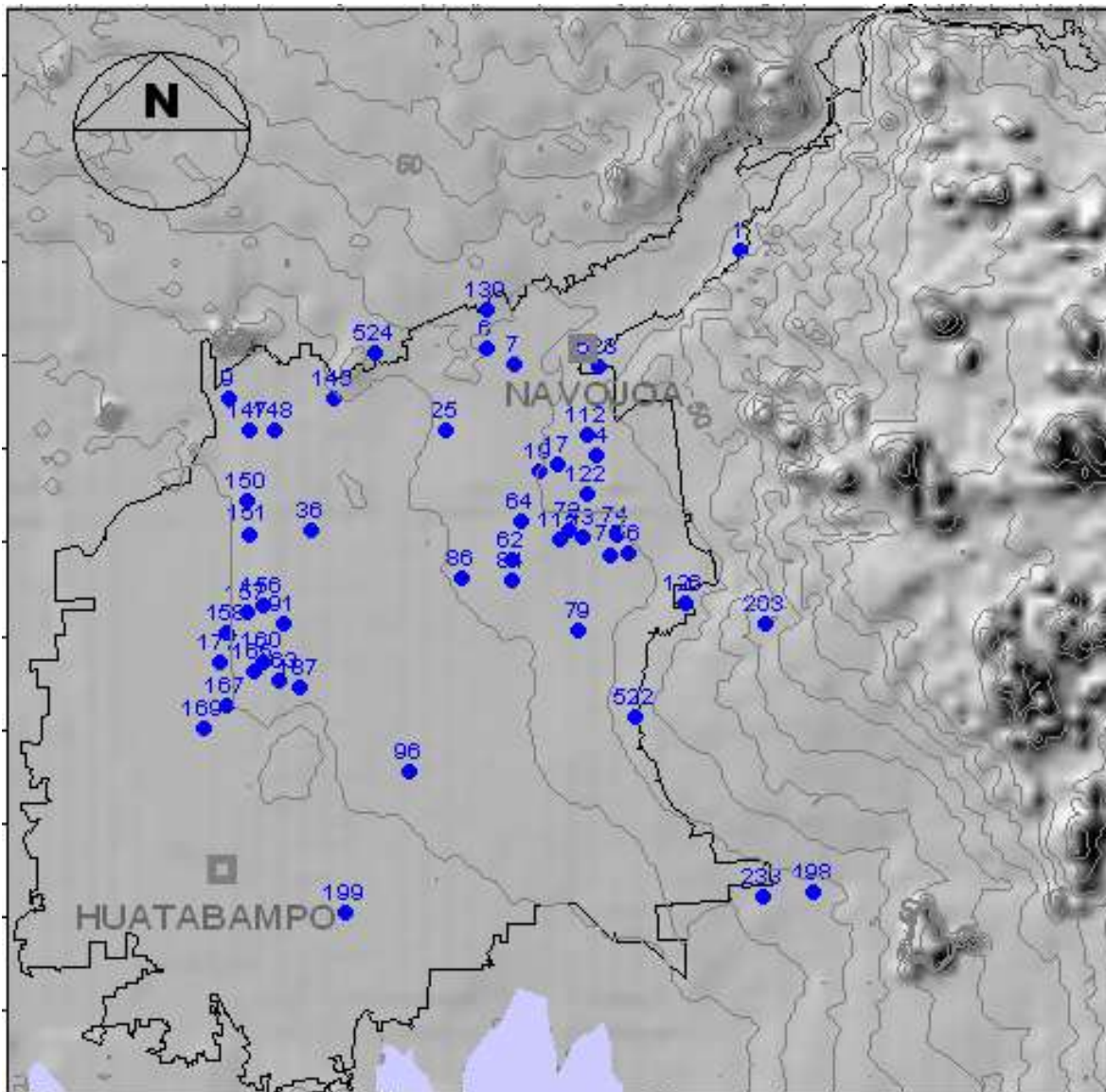


Figura 7.20. Localización de pozos con hidrógrafos.

### **7.6. Pruebas de bombeo (Definición e interpretación de parámetros hidráulicos del subsuelo)**

Uno de los aspectos fundamentales para determinar el comportamiento dinámico de las aguas subterráneas es la cuantificación hidráulica de sus unidades hidroestratigráficas. Para tal efecto, en el presente estudio se realizaron 25 pruebas de bombeo de corta duración, mismas que se interpretaron mediante

métodos analíticos convencionales (Neuman, por ejemplo) y como método alternativo, la aplicación de un modelo numérico de flujo radial de dos capas. En la Tabla 7.3 se presentan los aprovechamientos de aguas subterráneas con sus coordenadas geográficas UTM, que se utilizaron como pozos de bombeo y observación durante la ejecución de los ensayos de bombeo y en la Figura 7.27, su localización geográfica.

El programa de las pruebas de bombeo fue realizado metódicamente, registrando el tiempo, la descarga y las mediciones de la profundidad del nivel estático y dinámico, conforme a los criterios establecidos en la literatura internacional.

**Tabla 7.3. Coordenadas de los aprovechamientos de aguas subterráneas.**

	CLAVE DE POZO	X-UTM	Y-UTM		CLAVE DE POZO	X-UTM	Y-UTM
	<b>PRIMERA ETAPA</b>	NAVOJOA 493	649516		2989692	<b>SEGUNDA ETAPA</b>	NAVOJOA 9
NAVOJOA 112		650491	2990728	NAVOJOA 32	639062		2988216
NAVOJOA 23		643713	2989328	NAVOJOA 40	639102		2984456
NAVOJOA 507 BIS		633342	2980587	NAVOJOA 156	633167		2981636
NAVOJOA 25		642898	2990961	NAVOJOA 157	632359		2981274
NAVOJOA 521		634696	2978615	NAVOJOA 167	631285		2976291
NAVOJOA 6		652764	3000243	NAVOJOA 386	633602		2987384
NAVOJOA 24		643866	2989774	NAVOJOA 509	656003		3002735
NAVOJOA 526 BIS		629285	2975514	NAVOJOA 526	662281		3006297
NAVOJOA 516		633178	2978672	NAVOJOA 530	640633		2993476
NAVOJOA 490		652388	2974269				
NAVOJOA 506		655854	2970345				
NAVOJOA 545		658764	3004524				
NAVOJOA 501		631954	2984726				
NAVOJOA 218		657954	2999175				





Los métodos analíticos y por ende los resultados obtenidos con su aplicación, dependen en gran medida de la exactitud de los datos disponibles y de la complejidad del medio hidrogeológico asociado, por lo que es importante considerar algún tipo de criterio que permita establecer y definir la validez de la información disponible. La *praxis* de un ensayo de bombeo considera: *i*) extraer y medir un volumen constante de agua por unidad de tiempo, *ii*) registrar a intervalos de tiempo definidos, el abatimiento en el pozo de bombeo y/o en pozos de observación ubicados a distancias conocidas del primero. A partir de la información de campo (que no incorpora directamente la naturaleza del medio geológico por donde se desplaza el agua subterránea) y la aplicación de métodos analíticos es posible resolver la ecuación de flujo radial hacia el pozo y calcular las características hidráulicas del acuífero analizado.

Dadas las características geológicas del subsuelo y al comportamiento de la variación de la carga hidráulica en el tiempo (gráficos de  $s-t$ ) en pozos de bombeo u observación que se utilizaron durante las pruebas de bombeo, es factible establecer conceptualmente que el medio hidrogeológico del área de estudio corresponde hidráulicamente a un **sistema-acuífero de tipo libre**.

Como se señaló previamente, las pruebas de bombeo realizadas fueron interpretadas con los métodos convencionales diseñados para la interpretación de pruebas de bombeo en acuíferos de tipo libre definido en la zona de estudio. Algunos autores como Custodio y Llamas (1979) han señalado que en el supuesto de que el flujo hacia el pozo sea estrictamente horizontal, los métodos de interpretación (Theis o simplificación de Jacob) de pruebas de bombeo diseñados específicamente para acuíferos de tipo confinado, pueden aplicarse en acuíferos que funcionan en condiciones de tipo no confinado. Esta situación normalmente se considera tiene lugar cuando el abatimiento en el pozo de bombeo es menor a 0.25 del espesor saturado inicial. Sin embargo, existen diferentes condiciones que pueden influir en forma directa para invalidar la aplicación de métodos diseñados para acuíferos confinados en un acuífero de tipo no confinado; por ejemplo, una condición que generalmente no se toma en cuenta es la presencia de *drenaje diferido* en acuíferos libres, circunstancia que invalida la aplicación de métodos diseñados para acuíferos confinados.

La disminución del abatimiento por efecto del drenaje diferido no está considerada en la solución planteada para acuíferos confinados, por lo que no es conveniente aplicar dichos métodos a acuíferos de tipo libre. Adicionalmente, la presencia de heterogeneidades laterales en el acuífero (variación de la conductividad hidráulica, presencia de fronteras dentro del radio de influencia del pozo) también invalida la aplicación no sólo de métodos de acuífero de tipo confinado en acuíferos de tipo no confinado, si no también casi cualquier método analítico que considere al acuífero analizado como homogéneo e isótropo.

**Método de Neuman.** La metodología aplicada para el análisis cuantitativo de ensayos de bombeo en régimen transitorio, generalmente se lleva a cabo por medio de procedimientos de ajuste de las curvas  $s-t$  de campo con relación a

curvas tipo. Actualmente es posible utilizar programas de cómputo para realizar este ajuste, procedimiento que se realizó en esta ocasión por medio del programa AquiferTest, v.3.01. De este modo, una vez definido que la respuesta hidráulica de los pozos de bombeo es equivalente a aquella de un acuífero de tipo libre, se procedió a seleccionar el método de interpretación más apropiado para interpretar pruebas de bombeo en acuíferos libres.

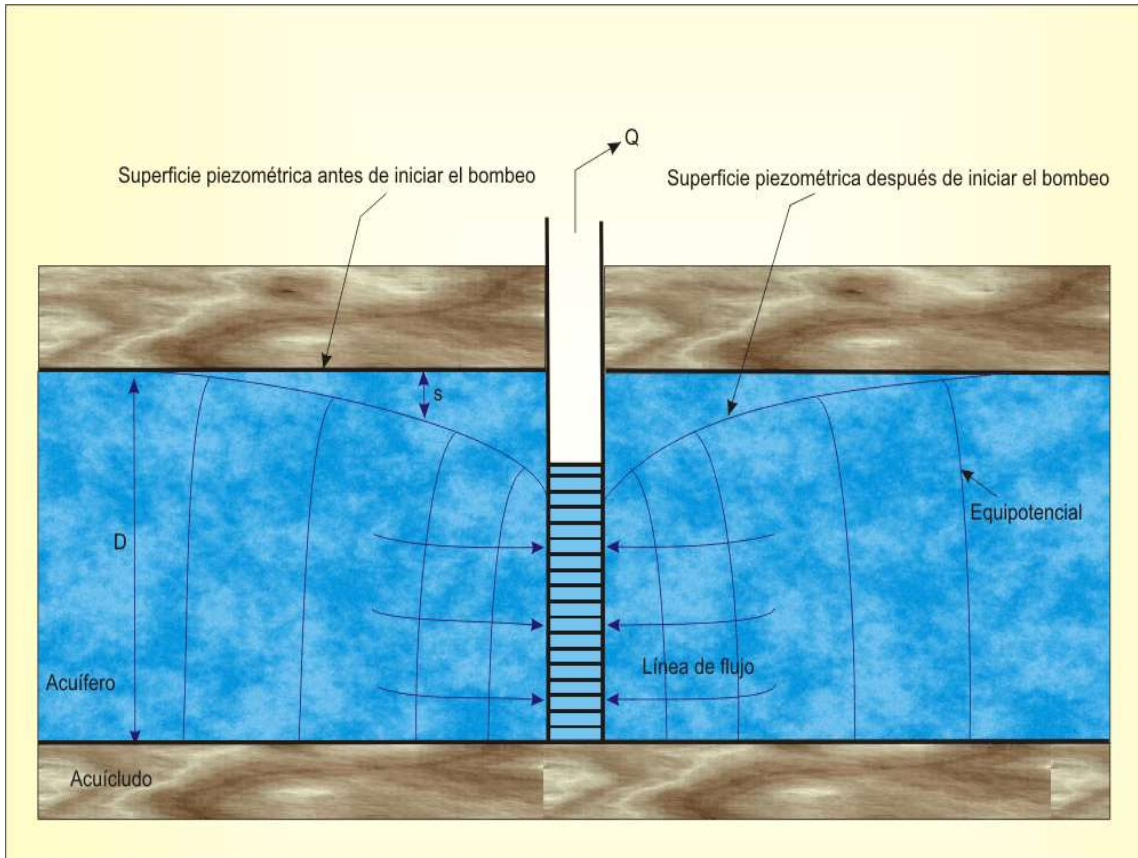
En acuíferos de tipo libre, la respuesta del nivel del agua en los pozos está afectada por drenaje producido por el efecto de la gravedad, fenómeno que produce una reducción del espesor saturado del acuífero y de la velocidad de abatimiento (figura 10.28). En la literatura especializada, existen disponibles varios de métodos de ajuste de curvas para acuíferos de tipo libre que incluyen condiciones hidrogeológicas variadas (Kruseman y De Ridder, 1990). Para el caso de las pruebas de bombeo que abarcaron aprovechamientos consistentes en pozos de diámetro relativamente pequeño, se considera que el método más apropiado es el propuesto por Neuman (1972), ya que está basado en el concepto de la respuesta del *drenaje diferido* (Freeze y Cherry, 1979).

El reconocimiento del efecto que el *drenaje diferido* confiere a la distribución temporal de los abatimientos en un pozo que atraviesa un acuífero libre fue Boulton (1954), dicho investigador resolvió el problema mediante la inclusión de una función de drenaje (empírica) que no se relaciona directamente con ningún fenómeno físico. Posteriormente, fueron Boulton (1963) y Neuman (1972) quienes desarrollaron una teoría acerca de la respuesta retardada del nivel freático, respuesta que además vinculó con parámetros físicos de un acuífero libre. La teoría de Neuman (1972) señala que el drenaje diferido ocasiona que los abatimientos observados en un acuífero libre, sean menores a los que predice la solución de Theis (acuífero confinado). Adicionalmente, en condiciones ideales, es posible reconocer tres segmentos en el comportamiento de las curvas  $s-t$  asociadas con la extracción de agua subterránea en un acuífero libre.

La ecuación deducida por Neuman (1975) para calcular el abatimiento en un acuífero libre con drenaje diferido es la siguiente:

$$s = (Q/4\pi Kb) W(u_A, u_B, \eta)$$

donde  $s$  es el abatimiento ( $L$ ),  $Q$  es el gasto de extracción ( $L^3/T$ ),  $K$  la conductividad hidráulica ( $L/T$ ),  $b$  el espesor saturado del acuífero ( $L$ ),  $W(u_A, u_B, \eta)$  la función de pozo para acuífero libre con drenaje diferido,  $u_A = r^2 S / 4Kbt$  y  $u_B = r^2 S_y / 4Kbt$ ,  $r$  es la distancia al pozo de observación ( $L$ ),  $S$  es el coeficiente de almacenamiento,  $S_y$  es el rendimiento específico y  $t$  el tiempo ( $T$ ).



**Figura 7.22. Extracción mediante un pozo en un acuífero libre.**

Para tiempos cortos, esta ecuación describe el primer segmento de la curva  $s-t$  y se reduce a  $s = (Q/4\pi Kb) W(u_A, \eta)$  que representa una respuesta similar a la de un acuífero confinado.

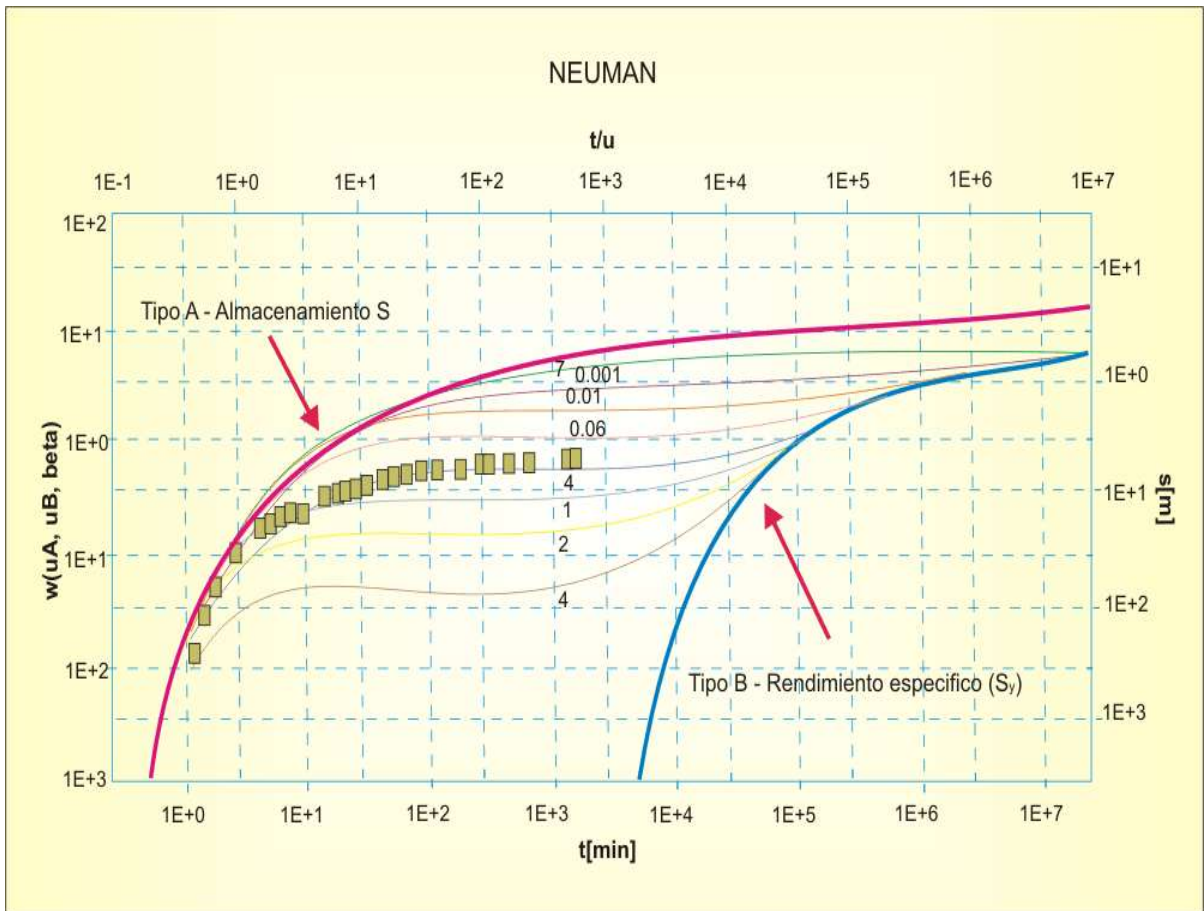
Para tiempos largos, la ecuación describe el tercer segmento de la curva  $s-t$ , que incluye la respuesta del drenaje por gravedad,  $s = (Q/4\pi Kb) W(u_B, \eta)$ . El parámetro  $\eta$  de Neuman está definido por:

$$\eta = r^2 K_v / b^2 K_h$$

Donde  $K_v$  es la conductividad hidráulica vertical ( $L/T$ ),  $r$  es la distancia desde el punto de bombeo al sitio de observación ( $L$ ) y  $K_h$  la conductividad hidráulica horizontal ( $L/T$ ).

Estas ecuaciones representan dos familias de curvas que se ubican al lado derecho e izquierdo de los valores de  $\eta$ . La curva de la izquierda está definida por la ordenada (izquierda)  $W(u_A, \eta)$  y la abscisa (superior)  $1/u_A$ . La curva de la derecha tiene su eje en la ordenada (derecha)  $W(u_B, \eta)$  y en la abscisa (inferior)  $1/u_B$  (figura 10.29).





**Figura 7.23. Familia de curvas-tipo para la interpretación de pruebas de bombeo en acuíferos libres por el método de Neuman.**

En la tabla 7.4 se presentan los valores de conductividad hidráulica obtenidos a partir de la interpretación convencional de las pruebas de bombeo por medio del método de Neuman. Los tiempos están expresados en segundos y en días. El valor de conductividad hidráulica (horizontal) del acuífero de interés se obtuvo a partir de la definición de la transmisividad y suponiendo que el pozo era totalmente penetrante y por lo tanto el espesor del acuífero es igual al espesor saturado en el pozo.

**Tabla 7.4. Resultados de las pruebas de bombeo interpretadas por el método de Neuman.**

Pozo	X	Y	T (m <sup>2</sup> /s)	K (m/s)	T (m <sup>2</sup> /día)	K (m/día)
NAVOJOA 493	649516	2989692	0.00334	0.000038	288.576	3.318
NAVOJOA 112	650491	2990728	0.00999	0.000115	863.136	9.936
NAVOJOA 23	643713	2989328	0.02400	0.000267	2073.600	23.069
NAVOJOA 507 BIS	633342	2980587	0.01030	0.000117	889.920	10.109
NAVOJOA 25	642898	2990961	0.00158	0.000018	136.512	1.572
NAVOJOA 521	634696	2978615	0.00871	0.000097	752.544	8.398
NAVOJOA 6	652764	3000243	0.00074	0.000024	63.936	2.074
NAVOJOA 24	643866	2989774	0.01300	0.000115	1123.200	9.936
NAVOJOA 526 BIS	629285	2975514	0.00342	0.000043	295.488	3.750
NAVOJOA 516	633178	2978672	0.00958	0.000083	827.712	7.163
NAVOJOA 490	652388	2974269	0.00085	0.000005	73.526	0.409
NAVOJOA 506	655854	2970345	0.00057	0.000003	49.075	0.220
NAVOJOA 545	658764	3004524	0.01050	0.000152	907.200	13.133
NAVOJOA 501	631954	2984726	0.00369	0.000041	318.816	3.542
NAVOJOA 218	657954	2999175	0.00504	0.000168	435.456	14.515
NAVOJOA 32	639062	2988216	0.00322	0.000050	278.208	4.277
NAVOJOA 530	640633	2993476	0.00087	0.000006	74.995	0.500
NAVOJOA 157	632359	2981274	0.00630	0.000090	544.320	7.776
NAVOJOA 167	631285	2976291	0.00936	0.000167	808.704	14.400
NAVOJOA 156	633167	2981636	0.01140	0.000189	984.960	16.330
NAVOJOA 509	656003	3002735	0.04640	0.000464	4008.960	40.090
NAVOJOA 526	662281	3006297	0.00314	0.000027	271.296	2.298
NAVOJOA 386	633602	2987384	0.00126	0.000021	108.864	1.814
NAVOJOA 9	631404	2992763	0.01470	0.000368	1270.080	31.795
NAVOJOA 40	639102	2984456	0.02580	0.000453	2229.120	39.139

### 7.6.2. Interpretación de pruebas de bombeo mediante un método alternativo

Los métodos de ajuste de curvas teóricas con curvas de campo suponen que los acuíferos analizados son penetrados totalmente por los pozos y que tienen un diámetro suficientemente pequeño como para presentar efectos de almacenamiento (en el pozo) insignificantes. Adicionalmente, otras restricciones se indican a continuación: *i*) suponen un modelo conceptual que, en muchas ocasiones, se encuentra muy alejado de las condiciones reales observadas en campo, *ii*) es común encontrar pozos en acuíferos anisótropos y heterogéneos, que no son de extensión infinita, *iii*) dependiendo del gasto de extracción, las dimensiones del pozo ocasionan que el efecto del almacenamiento en el aprovechamiento sea importante, *iv*) presencia de pozos parcialmente penetrantes.

Aunque la gran cantidad de problemas que pueden analizarse por medio de métodos analíticos es relativamente grande (Kruseman y De Ridder, 1990) se conoce que algunos factores tienen una influencia determinante en la respuesta del acuífero cuando se sujeta a un estímulo como la extracción de agua, componentes que no es posible tomar en cuenta con los métodos analíticos.

Cuando esto sucede, es posible utilizar un método alternativo para representar la respuesta del acuífero, método que se basa en la utilización de técnicas numéricas para la resolución de la ecuación de flujo saturado en un medio poroso. Por lo tanto, las pruebas de bombeo disponibles se reinterpretaron utilizando un modelo de dos capas con flujo radial hacia el pozo de bombeo (Rathod y Rushton, 1991).

Esta metodología permite ratificar el control geológico al flujo subterráneo y definir aspectos hidráulicos del pozo y del sistema-acuífero aprovechado. A diferencia de los métodos analíticos convencionales, el modelo de flujo radial de dos capas permite anexar de manera simple, al mismo tiempo en la interpretación (si es el caso): *i*) gasto de extracción variable, *ii*) radio del pozo, *iii*) efectos de penetración parcial, *iv*) presencia de componentes verticales del flujo subterráneo, *v*) variaciones laterales de las propiedades hidráulicas, *vi*) anisotropía de los materiales geológicos, *vii*) cambio de acuífero confinado a libre por efecto del abatimiento en las inmediaciones del pozo; todo esto dentro del marco de referencia que brinda un conocimiento adecuado y deseable de la geología del subsuelo en las inmediaciones del sitio en donde se desarrolló el experimento de bombeo.

La ecuación diferencial que describe el flujo radial a un pozo y en la que se toman en cuenta componentes verticales de flujo es la siguiente:

$$\frac{\delta}{\delta r} \left( bk_r \frac{\delta s}{\delta r} \right) + \frac{b}{r} k_r \frac{\delta s}{\delta r} + bk_z \frac{\delta^2 s}{\delta z^2} = S \frac{\delta s}{\delta t}$$

En la ecuación anterior “s” es el abatimiento, “r” es la componente radial, “z” la componente vertical, “ $k_r$ ” y “ $k_z$ ” son equivalentes a la conductividad hidráulica radial y vertical

En este caso particular, el procedimiento utilizado para la interpretación de las pruebas de bombeo consistió en la alimentación del modelo con información derivada del análisis de la geología del subsuelo, considerando (hasta donde la información disponible lo permitiera) datos constructivos como el diámetro del pozo, longitud de ademe ranurado (en general, supuestos con base en la experiencia del área de estudio) y operativos del pozo. Tomando en forma inicial los valores de los parámetros hidráulicos determinados durante la reinterpretación realizada por medio del método convencional (método de Neuman para acuífero libre con drenaje diferido), por medio de ensayo y error, se hicieron adaptaciones a los valores y distribución espacial de la conductividad hidráulica e índice de drenaje diferido principalmente. Después de un número variable de intentos, generalmente se logró un ajuste aceptable entre los resultados del modelo con los datos de campo. Cuando esto fue el caso, se consideró que los valores de conductividad hidráulica utilizados en el modelo, son los que representan las condiciones locales del acuífero durante el ensayo de bombeo realizado.

En la Tabla 7.5 se presentan los resultados de los parámetros hidráulicos: conductividades hidráulicas horizontal (radial) y vertical, en unidades de metros y días, coeficiente de almacenamiento y rendimiento específico.

**Tabla 7.5. Resultados de las pruebas de bombeo interpretadas por el método de Rushton y Rathod.**

Pozo	X	Y	$K_h$ (m/d)	$K_v$ (m/s)	b (m)	T (m <sup>2</sup> /d)	S	Sy
NAVOJOA 493	649516	2989692	50.0	50.0	100	5000	0.00050	0.10
NAVOJOA 112	650491	2990728	80.0	80.0	45	3600	0.00100	0.15
NAVOJOA 23	643713	2989328	138.0	138.0	70	9660	0.00050	0.15
NAVOJOA 507 BIS	633342	2980587	39.0	39.0	80	3120	0.00090	0.10
NAVOJOA 25	642898	2990961	12.5	12.5	70	875	0.00030	0.13
NAVOJOA 521	634696	2978615	40.0	40.0	80	3200	0.00001	0.10
NAVOJOA 6	652764	3000243	9.0	9.0	35	315	0.000001	0.06
NAVOJOA 24	643866	2989774	75.0	75.0	70	5250	0.00050	0.15
NAVOJOA 526 BIS	629285	2975514	7.0	7.0	110	770	0.00500	0.10
NAVOJOA 516	633178	2978672	37.0	37.0	80	2960	0.00005	0.10
NAVOJOA 490	652388	2974269	4.2	4.2	100	420	0.00005	0.10
NAVOJOA 506	655854	2970345	4.0	4.0	100	400	0.00050	0.10

Pozo	X	Y	$K_h$ (m/d)	$K_v$ (m/s)	b (m)	T (m <sup>2</sup> /d)	S	Sy
NAVOJOA 545	658764	3004524	31.0	31.0	100	3100	0.00010	0.10
NAVOJOA 501	631954	2984726	15.0	15.0	70	1050	0.00500	0.10
NAVOJOA 218	657954	2999175	46.0	46.0	29	1334	0.00500	0.15
NAVOJOA 32	639062	2988216	12.3	12.3	62	763	0.00010	0.10
NAVOJOA 530	640633	2993476	2.2	2.2	140	308	0.00030	0.13
NAVOJOA 157	632359	2981274	50.0	50.0	64	3200	0.00500	0.10
NAVOJOA 167	631285	2976291	80.0	80.0	56	4480	0.00010	0.05
NAVOJOA 156	633167	2981636	120.0	120.0	62	7440	0.00015	0.15
NAVOJOA 509	656003	3002735	170.0	170.0	91	15470	0.00005	0.15
NAVOJOA 526	662281	3006297	11.0	11.0	110	1210	0.00030	0.13
NAVOJOA 386	633602	2987384	100.0	100.0	54	5400	0.00005	0.10
NAVOJOA 9	631404	2992763	118.0	118.0	37	4366	0.00030	0.13
NAVOJOA 40	639102	2984456	130.0	130.0	58	7540	0.00030	0.13

A manera de resumen, a continuación se presentan los resultados de transmisividad y conductividad hidráulica que se obtuvieron por los métodos anteriormente descritos (Tabla 7.6), mismos que se utilizarán en el siguiente apartado, relativo al comportamiento de la transmisividad y conductividad hidráulica. Es importante señalar que de la comparación de estos resultados, es notorio que existen diferencias cuantitativas importantes y de gran variabilidad entre diferentes pozos, siendo mayores los obtenidos por el método de Rushton. Probablemente, esta diferencia se deba a que el método analítico de Neuman, utilice un modelo conceptual más simple y generalizado, además de omitir características relacionadas con el pozo de bombeo. Por su parte, el método numérico de Rushton, considera factores, como son: diámetro de pozo, pérdida de pozo y heterogeneidad y anisotropía del medio geológico.

### **7.7. Distribución de la transmisividad y conductividad hidráulica**

A continuación se presentan las configuraciones de transmisividad (Figuras 7.24 y 7.25) y conductividad hidráulica (Figuras 7.26 y 7.27) obtenidos por los métodos de Neuman y Rushton. En ambos casos, las unidades de longitud y tiempo son metros y días. Es importante hacer la aclaración, que los valores reportados por estos métodos, son aproximaciones a valores reales, por lo que se deben de tomar con cierta reserva, principalmente aquellos que presentan mayores discrepancias entre estos métodos. El hecho de analizar ambos, hace posible que cuando se aplique el modelo de flujo de aguas subterráneas se tenga más de una alternativa, durante la calibración del modelo.

**Tabla 7.6. Comparación de resultados de la interpretación de las pruebas de bombeo por los métodos de Neuman y Rushton y Rathod.**

POZO	X-UTM	Y-UTM	Neuman		Rushton y Rathod	
			T (m <sup>2</sup> /d)	K (m/d)	K (m/d)	T (m <sup>2</sup> /d)
NAVOJOA 493	649516	2989692	288.58	3.32	50.0	5000
NAVOJOA 112	650491	2990728	863.14	9.94	80.0	3600
NAVOJOA 23	643713	2989328	2073.60	23.07	138.0	9660
NAVOJOA 507 BIS	633342	2980587	889.92	10.11	39.0	3120
NAVOJOA 25	642898	2990961	136.51	1.57	12.5	875
NAVOJOA 521	634696	2978615	752.54	8.40	40.0	3200
NAVOJOA 6	652764	3000243	63.94	2.07	9.0	315
NAVOJOA 24	643866	2989774	1123.20	9.94	75.0	5250
NAVOJOA 526 BIS	629285	2975514	295.49	3.75	7.0	770
NAVOJOA 516	633178	2978672	827.71	7.16	37.0	2960
NAVOJOA 490	652388	2974269	73.53	0.41	4.2	420
NAVOJOA 506	655854	2970345	49.08	0.22	4.0	400
NAVOJOA 545	658764	3004524	907.20	13.13	31.0	3100
NAVOJOA 501	631954	2984726	318.82	3.54	15.0	1050
NAVOJOA 218	657954	2999175	435.46	14.52	46.0	1334
NAVOJOA 32	639062	2988216	278.208	4.277	12.3	763
NAVOJOA 530	640633	2993476	74.995	0.500	2.2	308
NAVOJOA 157	632359	2981274	544.320	7.776	50.0	3200
NAVOJOA 167	631285	2976291	808.704	14.400	80.0	4480
NAVOJOA 156	633167	2981636	984.960	16.330	120.0	7440
NAVOJOA 509	656003	3002735	4008.960	40.090	170.0	15470
NAVOJOA 526	662281	3006297	271.296	2.298	11.0	1210
NAVOJOA 386	633602	2987384	108.864	1.814	100.0	5400
NAVOJOA 9	631404	2992763	1270.080	31.795	118.0	4366
NAVOJOA 40	639102	2984456	2229.120	39.139	130.0	7540

En lo referente a la transmisividad, se puede señalar que este parámetro presenta valores del orden de los 500–1,000 m<sup>2</sup>/d (método de Neuman) ó 1,000–5,000 m<sup>2</sup>/d (método de Rushton), para la mayor parte del distrito de riego, teniendo sus mayores magnitudes hacia el centro del distrito (entre Navojoa y Huatabampo) y las menores hacia las porciones limítrofes oriental y occidental. Asimismo, se tienen un valor máximo para la zona NNE del distrito, entre el tramo Navojoa-presa derivadora (Tesia).

La conductividad hidráulica presenta contrastes que van de 5 a 25 m/d (método de Neuman) ó de 20–100 m/d (método de Rushton). Las mayores magnitudes obtenidas corresponden a la zona centro del distrito de riego (entre Navojoa y Huatabampo) y en algunos puntos al noroccidente y NNE del distrito de riego. Por otra parte, las menores magnitudes se presentan al oriente de Etchojoa y Huatabampo.

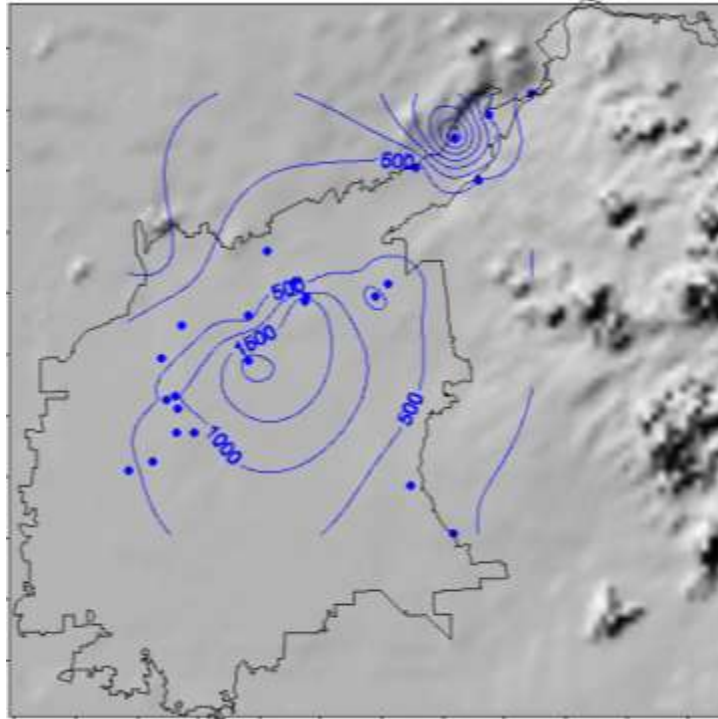


Figura 7.24. Distribución de la transmisividad ( $m^2/d$ ) obtenida con el método de Neuman.

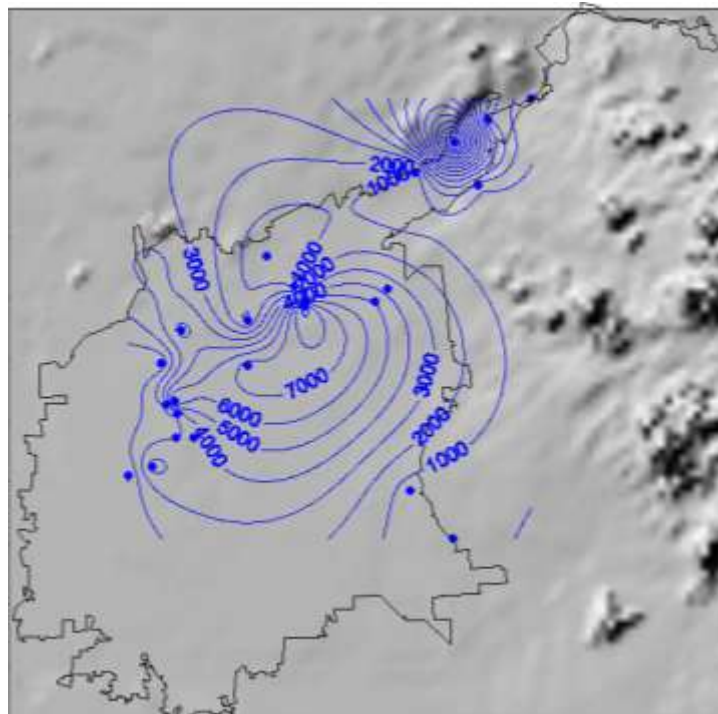


Figura 7.25. Distribución de la transmisividad ( $m^2/d$ ) a partir de la conductividad hidráulica obtenida con el método de Rushton.



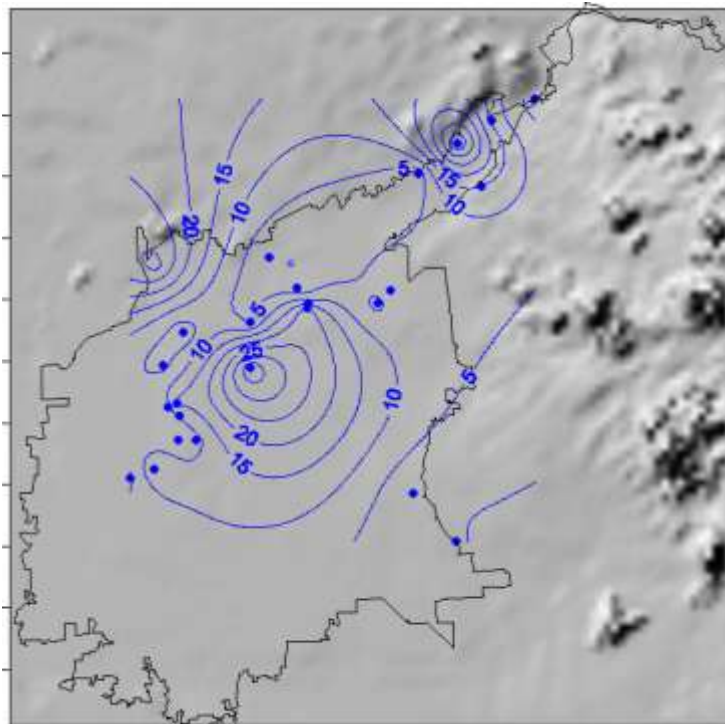


Figura 7.26. Distribución de la conductividad hidráulica (m/d) a partir de la transmisividad obtenida con el método de Neuman.

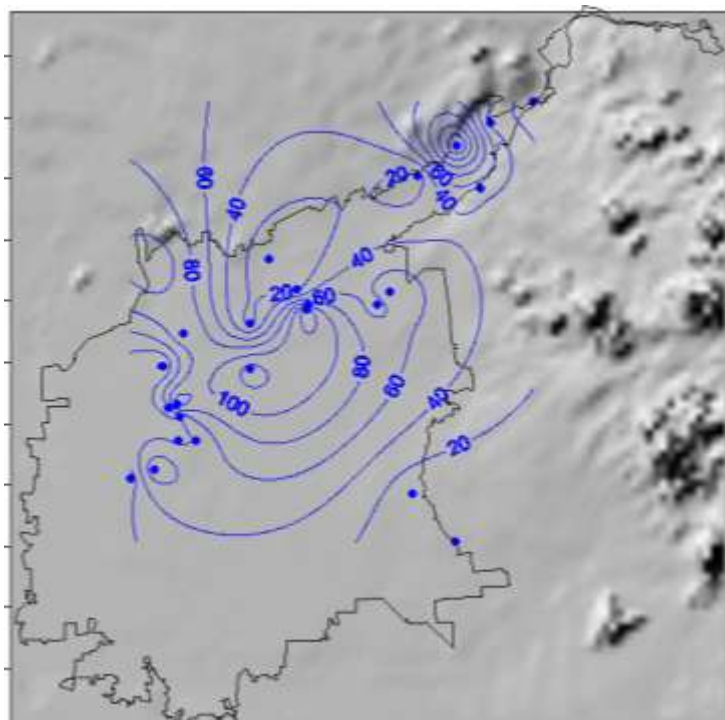


Figura 7.27. Distribución de la conductividad hidráulica (m/d) obtenida con el método de Rushton.



## **7.8. Balance de aguas subterráneas**

En todo sistema o subsistema del ciclo hidrológico, el principio que indica que el agua no se crea ni se destruye, se refleja en la denominada ecuación de balance hidrológico, la cual permite relacionar las cantidades de agua que circulan por el ciclo. Esta ecuación establece que:

$$\textit{Entradas - Salidas = Cambio de Almacenamiento}$$

La simplicidad de la ecuación anterior es frecuentemente engañosa, ya que en la mayoría de los casos, los términos que la componen no pueden cuantificarse adecuada y fácilmente. Aunque, es claro que la ecuación de balance hidrológico es una herramienta útil para obtener estimaciones de la magnitud y distribución en el tiempo de las variables hidrológicas que en ella intervienen.

### **7.8.1. Definición del balance de aguas subterráneas**

El Balance de Aguas Subterráneas (BAS) que a continuación se presenta corresponde a una porción relativamente grande de la planicie del Valle del Mayo y se fundamenta en el principio de conservación de la masa, cuya ecuación de continuidad establece que la diferencia entre los volúmenes de entradas (recarga) y salidas (descarga) de aguas subterráneas de un sistema, establecerá el posible cambio de volumen en el almacenamiento del sistema-acuífero para un determinado tiempo. Es decir:

$$\textit{Volúmenes de entrada - Volúmenes de salida = Cambio en el volumen almacenado}$$

Si la diferencia resulta positiva, significa que son mayores los volúmenes de recarga al sistema que las descargas; de lo contrario, será el sistema en cuestión quien aporte mayores volúmenes de agua a costa del almacenamiento del sistema-acuífero.

### **7.8.2. Área del balance de aguas subterráneas**

Para la definición del área de BAS, se procuró que su superficie fuese la de mayor extensión, identificando pozos en la periferia del valle con información piezométrica disponible y confiable, para calcular los volúmenes de aguas subterráneas que entran y salen horizontalmente del sistema. Al respecto, es importante resaltar que en el presente estudio, las celdas para el cálculo de la recarga lateral, localizadas al NNE del Valle del Mayo, están muy próximas a las estribaciones de las sierras adyacentes.

Por otra parte, es importante señalar que se hicieron algunas otras consideraciones respecto a la concepción que se tiene del modelo conceptual, como se comentará más adelante.

En síntesis, el área de BAS corresponde a una porción menor a la que realmente ocupa la Unidad Hidrogeológica Valle del Mayo; específicamente es aquella donde se emplazan la mayoría de los pozos. Esta zona de balance ocupa un área de 1200 km<sup>2</sup> (figura 7.28), aproximadamente.

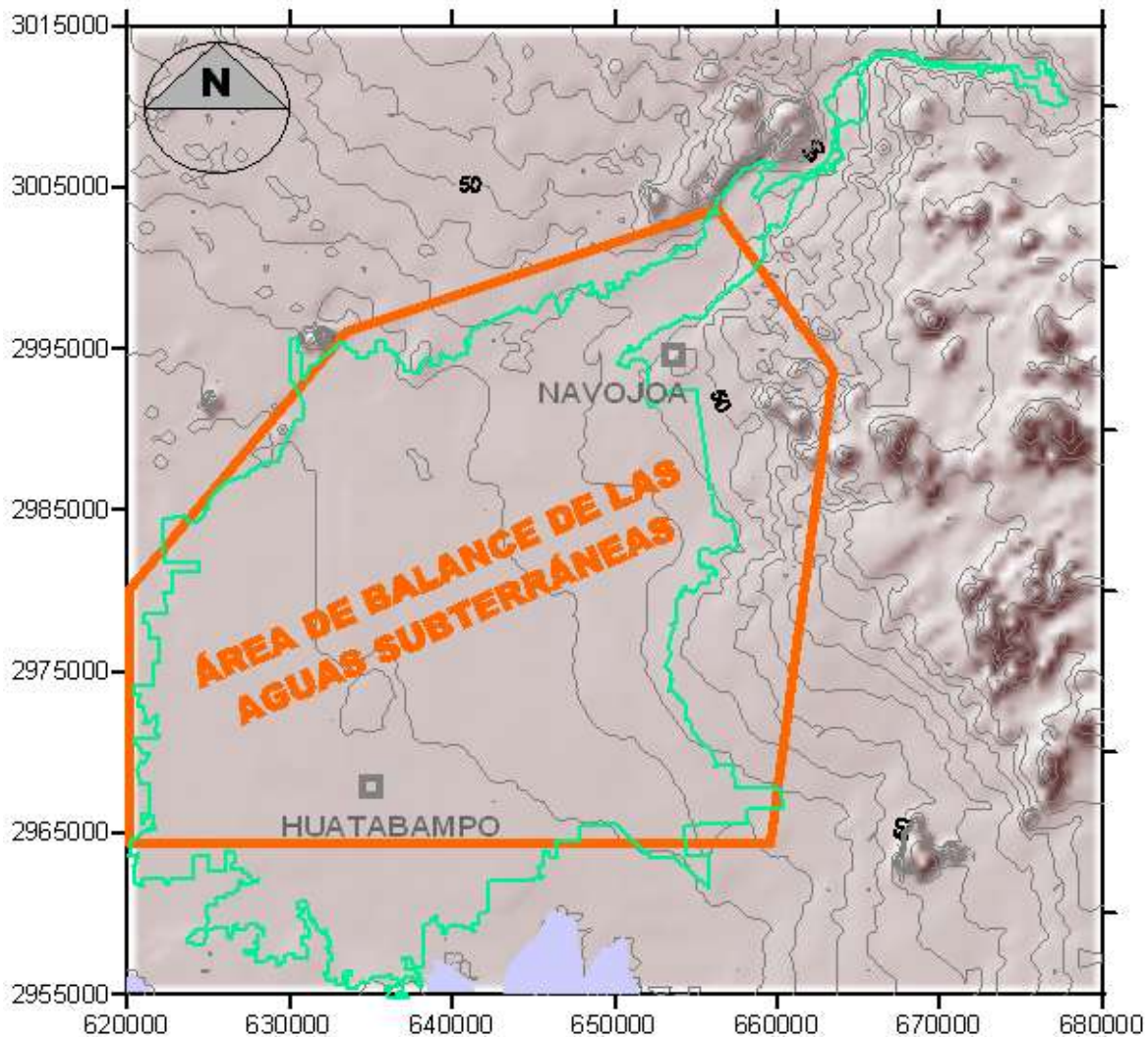


Figura 7.28. Área del balance de aguas subterráneas.

### 7.8.3. Interrelación de los factores que intervienen en el balance de aguas subterráneas

Como se ha señalado, las aguas subterráneas del Valle del Mayo se manifiestan de manera compleja a través de un sistema granular y fracturado de comportamiento hidráulicamente libre y características heterogéneas y anisótropas bien definidas. La profundidad a la que se encuentra el nivel freático varía entre 5 y 20m, mientras que su espesor saturado es del orden de los 100 a 140m de agua no-salina.

El basamento consiste de una superficie irregular, representada por rocas compactas y escasa permeabilidad, que se asocian a material antiguo como son rocas metasedimentarias del Jurásico-Cretácico y/o rocas ígneas compactas más jóvenes.

**Recarga lateral de aguas subterráneas al Valle del Mayo.** El fenómeno de la recarga lateral de las aguas subterráneas hacia el Valle del Mayo, se da por la presencia de material geológico permeable (fallas, fracturas y diaclasas) que aflora en la Sierra Madre Occidental y su persistencia hasta alcanzar el subsuelo del Valle del Mayo; asimismo, a la continuidad hidráulica que existe entre este material geológico y los depósitos sedimentarios de la planicie del valle, que se conforman de un espesor importante.

La recarga lateral ocurre directamente de la sierra hacia el valle, en la porción norte y nororiental del área de estudio; asimismo, existe otra porción importante al noroccidente del valle donde la recarga lateral se manifiesta en la superficie potenciométrica.

**Recarga vertical (retornos de riego y pérdidas en canales).** Este apartado, se refiere al volumen de agua total que retorna al subsuelo por excedencias en la aplicación de las láminas de riego a los diferentes cultivos de la zona. Como bien se sabe, en el Valle del Mayo se asienta el Distrito de Riego No. 38 Río Mayo, el cual ocupa un volumen importante de aguas superficiales y subterráneas, para sus actividades agrícolas. De ahí la importancia de saber cuanto volumen de agua utilizada retorna al subsuelo (recarga vertical).

**Descarga natural por evapotranspiración.** La evapotranspiración es la cantidad de agua, expresada en mm/d, que efectivamente se transpira y evapora por medio de la cubierta vegetal (transpiración) y canales y ríos (evaporación) por donde se conduce el agua de riego. Por tanto, se trata de un fenómeno de descarga de aguas superficiales y subterráneas que son de suma importancia cuantificar.

Cabe señalar que la vegetación existente en el Valle del Río Mayo puede pertenecer a uno de los tres grupos definidos como: xerófitas, freatofitas y cultivos. En las xerófitas, se incluye la vegetación silvestre que toma sus aguas directamente de las escorrentías o de las aguas meteóricas de reciente infiltración. Las freatofitas, son aquellas que lo hacen directamente de la zona de saturación de las aguas subterráneas. Por su parte, los cultivos, la reciben de la irrigación con aguas de temporal y subterráneas.

**Descarga natural de aguas subterráneas hacia la zona costera.** Las descargas laterales de aguas subterráneas ocurren en la zona más próxima al mar. La metodología para la estimación de los volúmenes de descarga es similar a la que se utiliza para cuantificar la recarga lateral proveniente de las serranías; de hecho, es la misma red de flujo.

**Descarga artificial (extracción de agua mediante pozos).** Una de las componentes más importantes en el balance de aguas subterráneas es la que se refiere al volumen de agua extraída mediante pozos. En este caso, se utiliza la hidrometría efectuada durante el presente estudio, con un volumen total de extracción del orden de los 166.7 Mm<sup>3</sup>/a de los cuales 19.93 Mm<sup>3</sup>/a son para uso agrícola y 146.77 Mm<sup>3</sup>/a para uso público-urbano. Por otra parte, la Comisión Nacional del Agua reporta un volumen de 192.63 Mm<sup>3</sup>/a ingresados al Registro Público de Derechos del Agua (REPDA).

**Descarga natural por evaporación directa del sistema-acuífero a través del nivel freático.** Este proceso existe y es relevante cuando la posición del nivel freático está próxima al nivel del terreno, en un intervalo de 0 a 3 m. Para evaporar un centímetro cúbico de agua se precisa una cantidad de 597 cal, de ahí se deduce que si toda la energía solar incidente sobre la superficie de la tierra fuera utilizada directamente en la evaporación de agua, debería esperarse, para el caso de superficies libres un índice máximo de evaporación anual de menos de 4,000 mm, disminuyendo conforme aumenta la cubierta vegetal. Solamente algunas medidas de evaporación se sabe que han alcanzado una media superior a 3200 mm/año (Davis y De Wiest, 1971).

**Variación de los niveles del agua y cambio en el almacenamiento de las aguas subterráneas.** Existe información potenciométrica histórica que indica que en el Valle del Río Mayo, existen zonas diversas con abatimiento o recuperación de los niveles del agua subterránea, sin que sean variaciones extraordinarias. Para tal efecto, se estimaron los volúmenes anuales drenado y recuperado a partir de la diferencia de modelos de elevación del nivel estático para fechas cronológicas diferentes (2003 y 2004) y considerando un rendimiento específico de 0.1, como aproximación. El volumen se obtuvo mediante la aplicación del programa SURFER y los resultados se presentan más adelante en el apartado correspondiente.

#### **7.8.4. Estimación de los parámetros que intervienen en el balance de aguas subterráneas**

A continuación se presentan los cálculos necesarios para cuantificar (estimar) cada uno de los factores que interactúan en los procesos de recarga-descarga del sistema-acuífero del Valle del Mayo.

**Estimación de la recarga lateral de aguas subterráneas al Valle del Mayo.** Anteriormente, se comentó que el área del BAS se definió a partir de información piezométrica de pozos de la periferia del valle, procurando un área lo más extensa posible. El resultado fue una red de flujo con potenciometría del 2004, donde las celdas de entradas laterales de aguas subterráneas ocurren directamente de las estribaciones de las serranías al norte del área de estudio y al noroccidente del valle por patrones de flujo inducidos por el bombeo de los propios pozos del distrito de riego. Para efectuar los cálculos correspondientes se aplicó la Ley de

Darcy a la red de flujo antes señalada; asimismo, se utilizaron conductividades hidráulicas reportadas en la sección de pruebas de bombeo (definición e interpretación de parámetros hidráulicos del subsuelo). La tabla 7.7, muestra los cálculos y resultados obtenidos, donde se observa que los flujos laterales son del orden de 45.6 Mm<sup>3</sup>/año, siendo los de mayor volumen los localizados en los límites del distrito de riego, al noroccidente de Navojoa, con los mayores gradientes hidráulicos registrados (figura 7.29, red de flujo, y en la figura 7.30 distribución de conductividades).

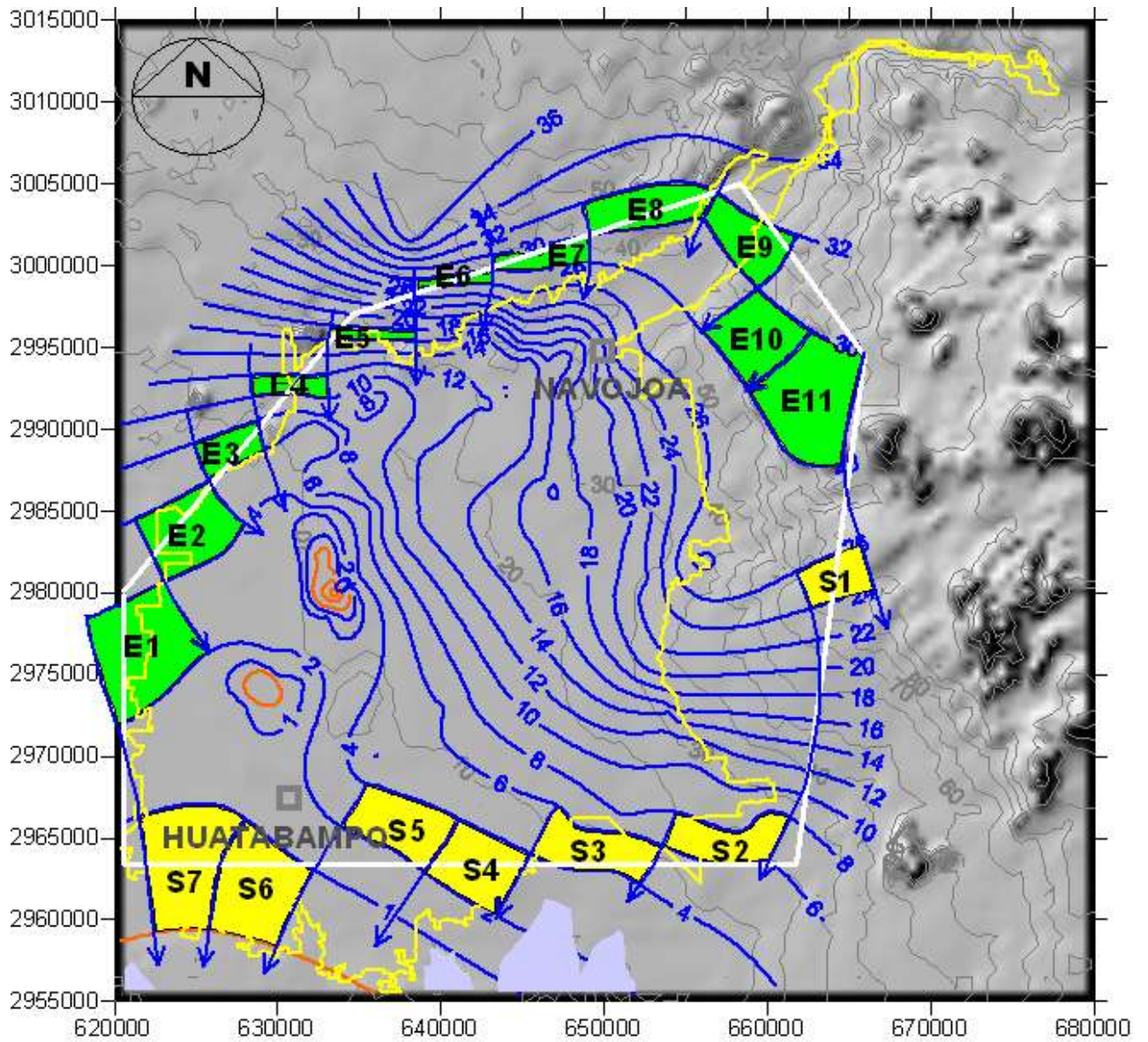
**Tabla 7.7. Flujos volumétricos de agua subterránea que ingresan lateralmente al Valle del Mayo.**

CELDA	K (m/d)	dH (m)	L (m)	i (adim)	a (m)	B (m)	A (m <sup>2</sup> )	Q (m <sup>3</sup> /d)	Q (Mm <sup>3</sup> /a)
E-01	10	2	6100	0.00033	5800	100	580000	1,901.6	694,098.4
E-02	20	2	4600	0.00043	5000	80	400000	3,478.3	1,269,565.0
E-03	20	2	2300	0.00087	1000	70	70000	1,217.4	444,347.8
E-04	30	2	1200	0.00167	4500	110	495000	24,750.0	9,033,750.0
E-05	25	2	700	0.00286	5000	120	600000	42,857.1	15,642,857.0
E-06	15	2	700	0.00286	4400	100	440000	18,857.1	6,882,857.0
E-07	15	2	1350	0.00148	5500	100	550000	12,222.2	4,461,111.0
E-08	20	2	2350	0.00085	7000	90	630000	10,723.4	3,914,043.0
E-09	20	2	2750	0.00073	5300	90	477000	6,938.2	2,532,436.0
E-10	15	2	4500	0.00044	4100	40	164000	1,093.3	399,066.7
E-11	15	2	7100	0.00028	4800	40	192000	811.3	296,112.7
<b>Total</b>								<b>45,570,245.0</b>	

Donde:

- K** = Conductividad hidráulica
- dH** = Diferencia de carga hidráulica
- L** = Longitud entre curvas equipotenciales
- i** = Gradiente hidráulico
- a** = Ancho de canal
- B** = Espesor saturado de agua subterránea
- A** = Área saturada transversal al flujo subterráneo
- Q** = Caudal de entrada del sistema





**Figura 7.29. Red de flujo para estimar recarga y descarga laterales de aguas subterráneas en el Valle del Mayo.**

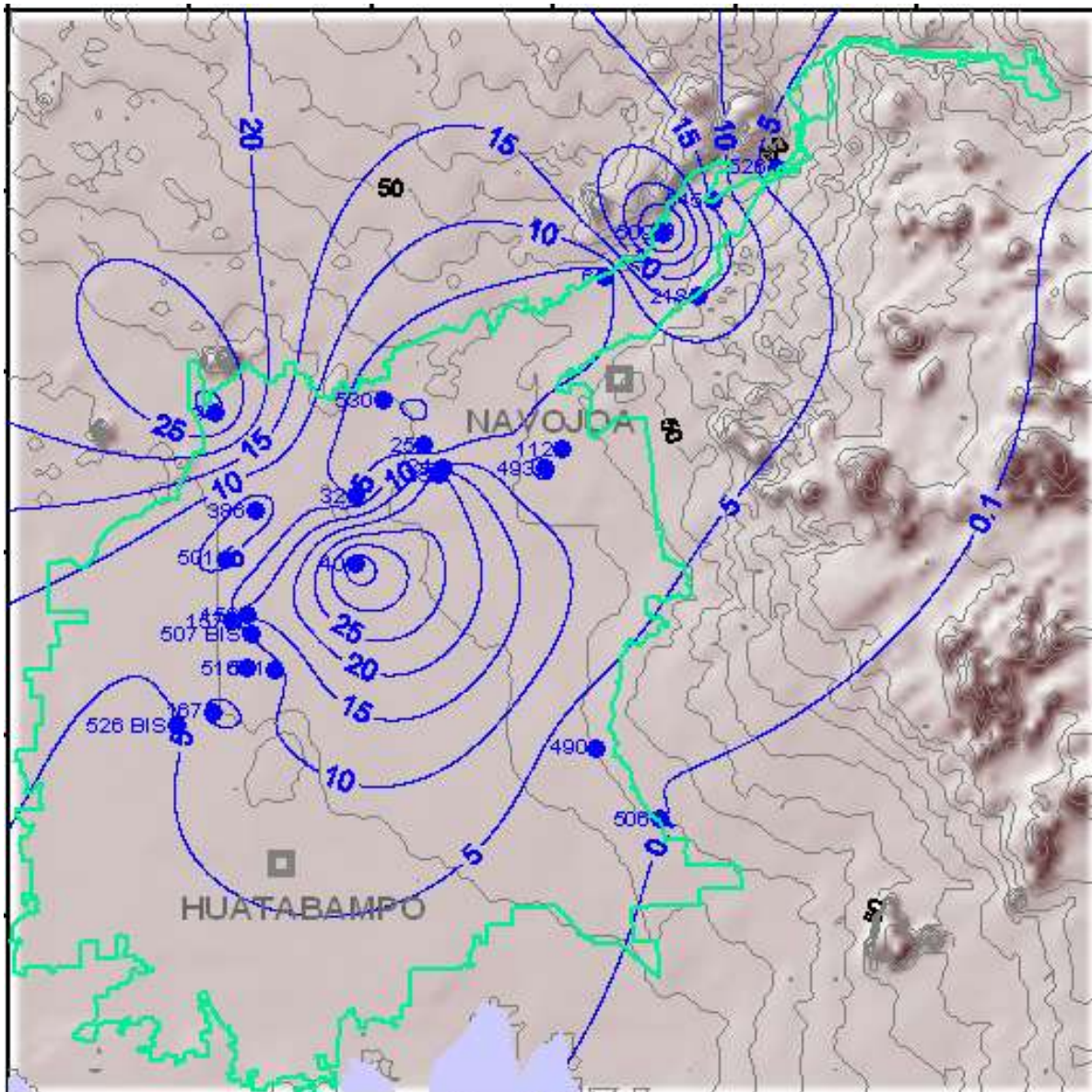


Figura 7.30. Distribución de conductividades hidráulicas (m/d)

**Recarga por retornos de riego y pérdidas en canales.** En forma simplificada en la Tabla 7.8 se presentan los cálculos realizados para conocer los volúmenes que se recargan al sistema-acuífero por retorno de riego y pérdidas en canales (recarga vertical), que como se puede apreciar se estima sean del orden de 259 Mm<sup>3</sup> para el ciclo 2003-2004, refiriéndose al total de módulos con los que cuenta este Distrito de Riego.



**Tabla 7.8. Volúmenes de infiltración en la red menor y en las parcelas de los módulos de riego del DR 038 (millones de m<sup>3</sup>)**

<b>Volumen de Infiltración</b>	<b>EFM 96-97</b>	<b>EFM 97-98</b>	<b>EFM 98-99</b>	<b>EFM 99-00</b>	<b>EFM 00-01</b>	<b>EFM 01- 02</b>	<b>EFM 02- 03</b>	<b>EFM 03- 04</b>	<b>Promedio</b>
Modulo 1	25.06	20.32	25.28	23.27	27.24	28.47	18.05	20.84	20.01
Modulo 2	38.60	35.47	32.04	33.04	41.03	35.67	25.54	26.87	29.08
Modulo 3	26.56	22.25	18.28	18.58	25.10	19.52	12.38	14.42	17.20
Modulo 4	27.42	21.87	19.55	20.46	23.40	23.08	13.17	16.95	22.14
Modulo 5	15.43	13.35	13.90	13.40	17.73	21.73	15.51	14.78	13.01
Modulo 6	27.95	24.12	22.31	19.22	28.04	21.71	20.24	22.82	24.63
Modulo 7	37.42	36.67	29.05	30.79	37.08	23.93	26.60	28.25	33.87
Modulo 8	13.28	11.15	10.11	10.22	11.22	11.66	5.57	5.81	9.62
Modulo 9	35.78	24.62	16.93	16.46	34.94	14.66	9.50	10.62	23.05
Modulo 10	21.91	19.58	16.48	17.40	24.06	14.06	12.69	12.98	19.00
Modulo 11	17.33	15.87	13.61	13.35	18.73	13.09	9.20	10.12	14.03
Modulo 12	22.68	19.20	14.75	14.89	20.70	6.45	8.10	11.15	17.84
Modulo 13	32.92	25.88	17.30	17.80	27.97	14.93	11.71	15.35	21.28
Modulo 14	19.44	16.94	16.42	16.88	25.71	18.06	14.35	16.82	18.08
Modulo 15	26.56	24.35	27.46	24.39	31.33	27.49	22.66	23.52	27.22
Modulo 16	20.00	18.28	16.37	16.50	19.78	20.86	6.74	7.62	15.04
<b>Totales</b>	<b>408.36</b>	<b>349.92</b>	<b>309.84</b>	<b>306.65</b>	<b>414.07</b>	<b>315.36</b>	<b>232.01</b>	<b>258.93</b>	<b>324.39</b>

Es importante aclarar que los resultados presentados anteriormente acerca de los volúmenes infiltrados por retornos de riego y pérdidas en canales, se obtuvieron considerando aspectos relacionados con el cálculo de la eficiencia de aplicación, como son: requerimientos de riego (uso consuntivo), evapotranspiración real, precipitación efectiva, superficie sembrada por cultivo, láminas y riegos aplicados. Los requerimientos de riego de cultivos se calcularon para sub-ciclos agrícolas de otoño–invierno, perennes, primavera–verano y segundos cultivos (IMTA, 2002).

**Volúmenes de extracción de aguas subterráneas a través de pozos.** El volumen de aguas subterráneas que se extraen a través de pozos, es un elemento importante para la evaluación y manejo de los recursos hídricos subterráneos de una región. En el caso del Valle del Mayo, se hicieron mediciones hidrométricas y se levantó información sobre los esquemas de bombeo con apoyo de los usuarios, para estimar los volúmenes que efectivamente se están extrayendo para las diferentes actividades de la región. Los resultados reportan que actualmente existe una extracción anual del orden de los 166.7 Millones de m<sup>3</sup>, mientras que el REPDA considera 192.63 Mm<sup>3</sup>/a.

**Estimación de la descarga lateral hacia la zona costera.** En este apartado, se presentan la estimación de los volúmenes de aguas subterráneas que se

descargan del Valle del Mayo hacia el mar. Para los cálculos, se utilizó la red de flujo que se presenta en la figura 10.85, aplicando el principio de Darcy. Las conductividades hidráulicas utilizadas corresponden a las reportadas en la sección de pruebas de bombeo (definición e interpretación de parámetros hidráulicos del subsuelo). Los cálculos y resultados indican que actualmente se tienen salidas subterráneas del orden de los 12.19 Mm<sup>3</sup>/año (tabla 7.9).

**Tabla 7.9. Flujos volumétricos de aguas subterráneas que se descargan lateralmente del Valle del Mayo hacia el mar**

Celda	K (m/d)	dH (m)	L (m)	i (adim)	a (m)	B (m)	A (m <sup>2</sup> )	Q (m <sup>3</sup> /d)	Q (Mm <sup>3</sup> /a)
S1	15	2	2700	0.00074	4200	60	252000	2,800.0	1'022,000.0
S2	10	2	2000	0.0010	7000	90	630000	6,300.0	2'299,500.0
S3	20	2	2550	0.00078	7100	90	639000	10,023.5	3'658,588.0
S4	20	2	4150	0.00048	5000	100	500000	4,819.3	1'759,036.0
S5	20	2	3200	0.00063	6000	100	600000	7,500.0	2'737,500.0
S6	12	1	6000	0.00017	5300	110	583000	1,166.0	425,590.0
S7	12	1	7650	0.00013	4500	110	495000	776.5	283,411.8
<b>Total</b>									<b>12'185,626.0</b>

Donde:

- K** = Conductividad hidráulica
- dH** = Diferencia de carga hidráulica
- L** = Longitud entre curvas equipotenciales
- i** = Gradiente hidráulico
- a** = Ancho de canal
- B** = Espesor saturado de agua subterránea
- A** = Área saturada transversal al flujo subterráneo
- Q** = Caudal de salida del sistema

**Variación en el almacenamiento de las aguas subterráneas.** Con base en las configuraciones de elevación del nivel estático para los años 2003 y 2004, fue posible estimar el volumen total de agua subterránea drenado entre estas dos configuraciones en lo que corresponde al área del BAS, siendo aproximadamente de 42 Mm<sup>3</sup>. Los cálculos se presentan a continuación:

$$\text{Vol. drenado (período 2003-2004)} = (\text{Volumen 2003} - \text{Volumen 2004}) * 0.1$$

$$\text{Vol. drenado (2003-2004)} = (1'414\ 017\ 435\ \text{m}^3 - 993\ 558\ 326\ \text{m}^3) * 0.1$$

$$\text{Vol. drenado (2003-2004)} = (420\ 459\ 109\ \text{m}^3) * 0.1 = 42\ \text{Mm}^3$$

Esto significa que en el período 2003-2004 el acuífero presentó un decremento en su almacenamiento de 42 Mm<sup>3</sup> (Figura 7.31).

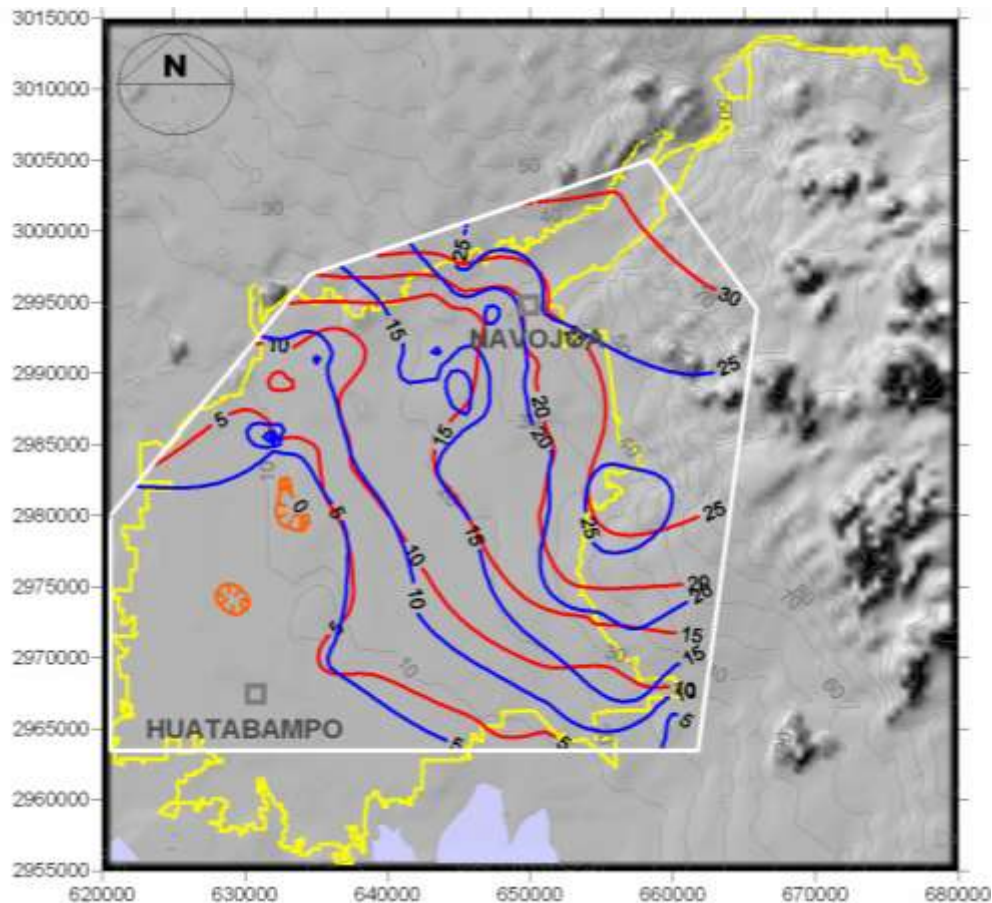


Figura 7.31. Comparación de elevación del nivel estático 2003-2004.

### 7.8.5. Aplicación y resultados del balance de aguas subterráneas

A continuación se presenta el planteamiento de la ecuación del BAS, considerando todos aquellos elementos que interactúan en el sistema hidrológico; posteriormente, se obtienen los resultados del BAS.

Planteamiento de la ecuación del balance. Como se estableció con anterioridad, el balance de aguas subterráneas se basa en la ecuación de continuidad, que establece que la diferencia que resulte entre las magnitudes de entradas (recargas) y salidas (descargas) de un sistema-acuífero será el cambio de almacenamiento. Dicha ecuación, puede plantearse a través de la siguiente relación entre volúmenes, quedando como incógnita por identificar la descarga directa del sistema-acuífero a través del nivel freático:

$$(R_{LR} + R_{RR}) - (D_{LC} + D_B + D_{EV}) = \Delta V$$

$$(45.6 + 259) - (12.2 + 192.63 + D_{EV}) = 42$$

$$304.6 - 204.8 - D_{EV} = 42$$

$$99.8 - D_{EV} = 42$$

$$99.8 - 42 = D_{EV}$$

$$D_{EV} = 57.8 \text{ [Mm}^3\text{/a]}$$

Donde:

$R_{LR}$  = Recarga lateral al sistema-acuífero.

$R_{RR}$  = Recarga por retornos de riego.

$D_{LC}$  = Descarga lateral hacia la zona costera.

$D_B$  = Descarga del sistema-acuífero por bombeo.

$D_{EV}$  = Descarga directa del sistema-acuífero a través del nivel freático.

$\Delta V$  = Cambio en el volumen del almacenamiento del sistema-acuífero.

Como se puede advertir, existe una descarga anual por evaporación directa del sistema-acuífero del orden de los 57.8 Mm<sup>3</sup>.

Adicionalmente, con base en el análisis de freaticimetría presentado anteriormente, se sabe que en el distrito de riego existen aproximadamente 22,000 ha, donde los niveles del agua por retornos de riego están por arriba de los 1.5 m de profundidad (Tabla 7.10). Por tanto, se puede establecer que la lámina de evaporación directa del sistema-acuífero a través del nivel freático es de:

$$\text{Lámina de evaporación} = (57.8 \text{ Mm}^3\text{/año}) / 22000 \text{ ha} = 0.26 \text{ m/año}$$

**Tabla 7.10. Relación de profundidad de niveles del agua por retornos de riego-volumen evaporado para el año 2002, a partir de información freaticométrica.**

Profundidad al nivel freático (m)	Hectáreas	Lámina de evaporación (mm)	Volumen evaporado (Mm <sup>3</sup> )
> 3	35000	0	0
2-3	33000	0	0
1.5-2	18000	0	0
1-1.5	19300		
0-1	2700	260	57.8

Finalmente, a manera de conclusión, se reitera que existe una recarga total media anual ( $R_{TMA}$ ) de:

$$R_{TMA} = 304.6 \text{ Mm}^3\text{/a}$$

la que se utilizará en el apartado siguiente, para conocer la disponibilidad de las aguas subterráneas de esta región.

El volumen de extracción concesionado por el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA), se presenta en la Tabla 10.1.

**Tabla 7.11. Concentrado de volumen concesionado por uso (REPDA)**

No.	Uso	Volumen total concesionado (Mm <sup>3</sup> /a)
1	Agrícola	158.33
2	Doméstico	0.13
3	Industrial	4.87
4	Múltiple	11.66
5	Pecuario	5.68
6	Público Urbano	33.33
7	Servicios	0.09
<b>Total</b>		<b>214.00</b>

Fuente: Datos proporcionados por la CNA, Subdirección General de Administración del Agua. Gerencia del Registro Público de Derechos de Agua.

Además, dado que 27 pozos de los 207 censados se encuentran fuera del acuífero, el volumen concesionado se reduce también a lo siguiente (considerando que los 27 pozos son agrícolas):

$$V_{\text{REPDA}} = 192.63 \text{ Mm}^3.$$

### **7.9. Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico**

Uno de los pasos más importantes en la realización de estudios hidrogeológicos que incluyen la evaluación del recurso hidráulico subterráneo por medio de modelación de flujo hidrodinámico, es el desarrollo de un modelo conceptual que pueda integrar en una forma eficaz y congruente la geología, hidrología superficial y subterránea, e hidrogeoquímica de la zona de estudio. La simulación del flujo subterráneo saturado con la asistencia de métodos computacionales, se realiza utilizando las propiedades del sistema analizado, descritas a partir del modelo conceptual planteado. En este proceso iterativo de retroalimentación, la simulación numérica permite depurar la definición del modelo conceptual propuesto.

Un modelo conceptual se puede definir como una representación gráfica de los sistemas de flujo subterráneo dentro de la zona de estudio analizada, construida con la finalidad de simplificar y organizar la información hidrogeológica recopilada y generada (Anderson y Woessner, 1992). Debido a que una incorporación íntegra de la totalidad de la complejidad del sistema analizado no es posible, en su desarrollo se deben de incluir simplificaciones válidas de las condiciones hidrogeológicas detectadas en el área de estudio, condición que es de

fundamental interés en la modelación numérica. Lo anterior es de vital importancia porque es bien conocido que muchos de los errores asociados con la modelación numérica de sistemas de flujo subterráneo, a menudo se relacionan con deficiencias o limitaciones en el modelo conceptual.

Con la intención de lograr que el modelo conceptual fuera consistente en la totalidad de los aspectos investigados, durante el desarrollo del modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del Acuífero del Valle del Río Mayo, Sonora se integró la información geológica, hidrogeológica, geofísica e hidrogeoquímica disponible, dentro del marco de referencia que proponen los sistemas de flujo de agua subterránea.

### **7.9.1. Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico**

#### **Geometría del sistema**

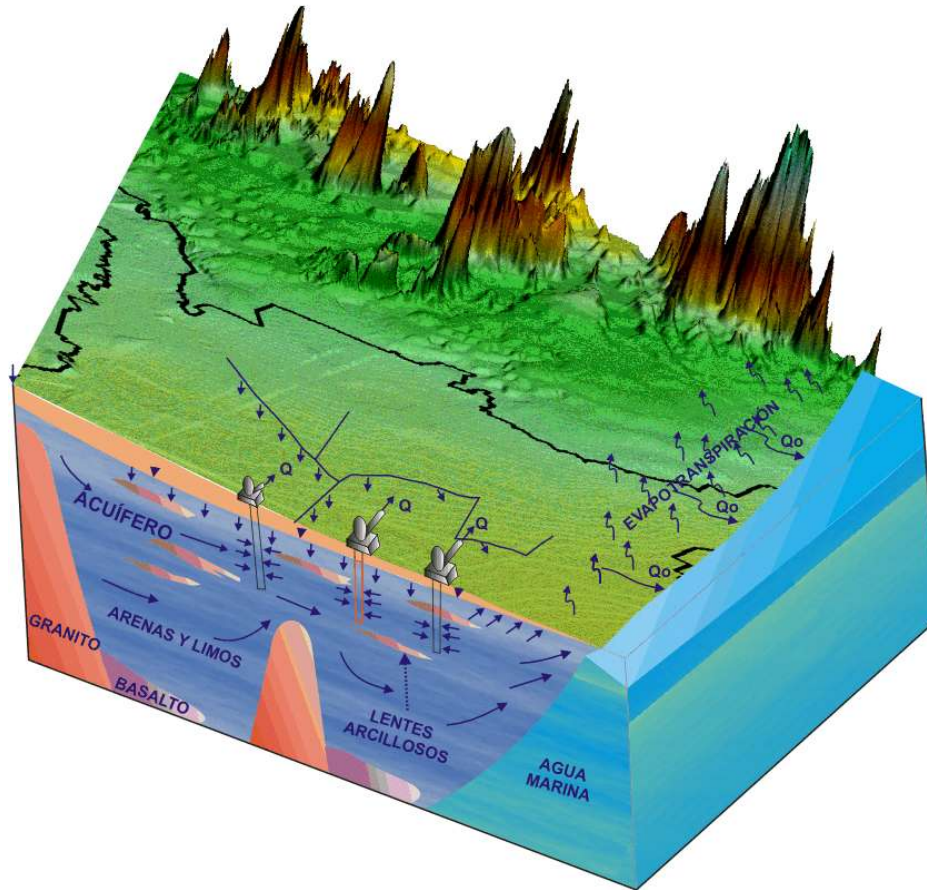
El sistema acuífero del Valle del Río Mayo está compuesto principalmente por un acuífero libre, con un espesor promedio de 300 m, emplazado en material aluvial de origen continental que se encuentra distribuido desde las inmediaciones de la derivadora de Tesia hasta la franja costera.

Se conformó una sección hidrogeofísica (Figura 7.32) de la distribución espacial de los materiales que conforman los acuíferos en la zona de estudio y fue obtenida tanto de la información de los pozos.

#### **Definición de sistemas de flujo subterráneo**

Debido a que los potenciales de flujo normalmente están influenciados por la topografía del terreno, en condiciones naturales el flujo de agua subterránea en acuíferos libres fluye de las partes más altas hacia las más bajas.





**Figura 7.32. Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del Acuífero Valle del Río Mayo.**

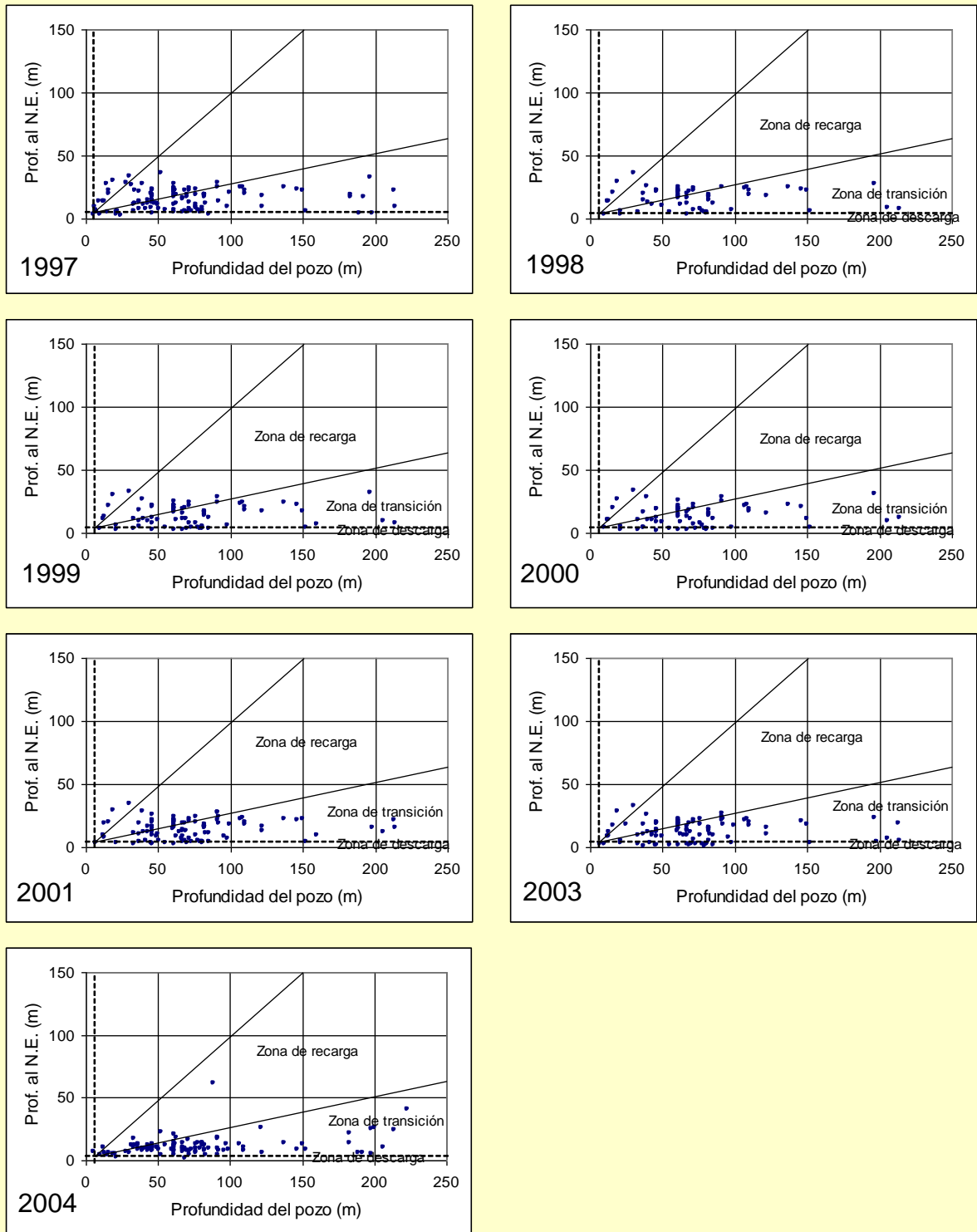
### **Sistema de flujo local**

Los sistemas de flujo local son aquellos que presentan condiciones muy particulares dentro del sistema hidrogeológico. Por ejemplo, en las zonas con desarrollo agrícola presentan zonas de recarga locales.

Los sistemas de flujo local son muy importantes para la dinámica de las aguas del acuífero, ya que los tiempos de respuesta ante acciones de recarga y extracción son muy rápidos, del orden de meses y días, inclusive.

### **Sistema de flujo intermedio**

Los sistemas de flujo intermedio se consideran los más importantes para el acuífero del Valle del Río Mayo (Figura 7.33).



**Figura 7.33. Profundidad de pozo vs. profundidad al nivel estático para los últimos 7 años.**

### **7.10. Modelación matemática del Acuífero del Río Mayo, Sonora**

De acuerdo con el modelo conceptual (físico) del sistema de agua subterránea interpretado para el acuífero del Río Mayo, Sonora se trasladó a una representación abstracta (modelo matemático), en donde se resolvió la ecuación que gobierna el flujo de dicho sistema, mediante la aplicación de un método numérico a través de un código de computadora. El modelo de flujo hidrodinámico se habilitó mediante las siguientes etapas: Diseño, calibración, análisis de sensibilidad y de esquemas de manejo de los recursos hídricos.

Cuando  $\Gamma_2$  es una frontera impermeable, el flujo que entra o sale a través de ella es nula, esto es  $V_n=0$ , por lo tanto  $V_i \cdot n_i | \Gamma_2 = 0$ , lo que equivale a decir que en una frontera impermeable se utiliza frontera tipo Neuman.

#### **Código numérico**

La simulación numérica del Acuífero del Río Mayo, se realizó mediante el código numérico VISUAL MODFLOW versión 4.3, distribuido por Waterloo Inc. Este código presenta una interfase gráfica del programa MODFLOW-SEWAT desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos. El programa VISUAL MODFLOW resuelve numéricamente la ecuación diferencial parcial mediante el método de las diferencias finitas con flujo dependiente de la densidad. El sistema de ecuaciones resultante es resuelto mediante alguno de los cuatro algoritmos disponibles: el SIP (Procedimiento altamente implícito), SOR (Relajaciones sucesivas transversales), PCG (Gradiente conjugado precondicionado) y el WHS (gradiente biconjugado).

Las capas (o Acuíferos) se pueden simular como libres, confinadas, o una combinación de ambas. La flexibilidad del programa hace posible la incorporación de diferentes esfuerzos hidrogeológicos externos al sistema tales como pozos, recarga areal, evapotranspiración, ríos y drenes.

Existen diferentes alternativas para la resolución del modelo matemático. En este caso, la ecuación que representa el flujo subterráneo saturado, se plantea resolver por medio de un método numérico utilizando una aproximación de diferencias finitas, empleando el código denominado comercialmente como *MODFLOW* (McDonald y Harbaugh, 1984). Acoplado a este programa, se empleará el paquete *VISUAL MODFLOW™* que facilita la edición, visualización y manejo de datos. El modelo genérico *MODFLOW* es capaz de simular el flujo de agua subterránea en un acuífero heterogéneo compuesto por numerosas capas, con bordes irregulares y afectados por una gran variedad de estímulos, entre los que se incluye bombeo por pozos, evapotranspiración, y flujo dependiente de la carga (entrada y salida del dominio).

En la especificación del problema particular de simular el flujo subterráneo en el Acuífero del Río Mayo, Sonora, y para estar en condiciones de resolver la ecuación diferencial que describe el flujo de agua en el acuífero, se requiere generar un modelo de sitio específico.

### **7.10.1. Diseño**

En la especificación del problema particular de simular el flujo subterráneo en el Acuífero del Río Mayo, Sonora, y para estar en condiciones de resolver la ecuación diferencial que describe el flujo de agua en el acuífero, se requiere generar un modelo de sitio específico. Para lograr este fin es necesario: *i)* definir la geometría tridimensional del medio geológico que contiene el agua subterránea, *ii)* identificar las propiedades hidráulicas de los materiales en donde se desarrolla el flujo subterráneo. *iii)* especificar condiciones de frontera congruentes con el modelo conceptual de funcionamiento, *iv)* establecer condiciones iniciales de flujo de agua subterránea y de cargas hidráulicas y *v)* realizar evaluaciones del término “flujo volumétrico de agua” que en este caso representa las extracciones por bombeo principalmente. A continuación se detallan los conceptos previamente mencionados.

- **Discretización Espacial**

#### ***Discretización horizontal***

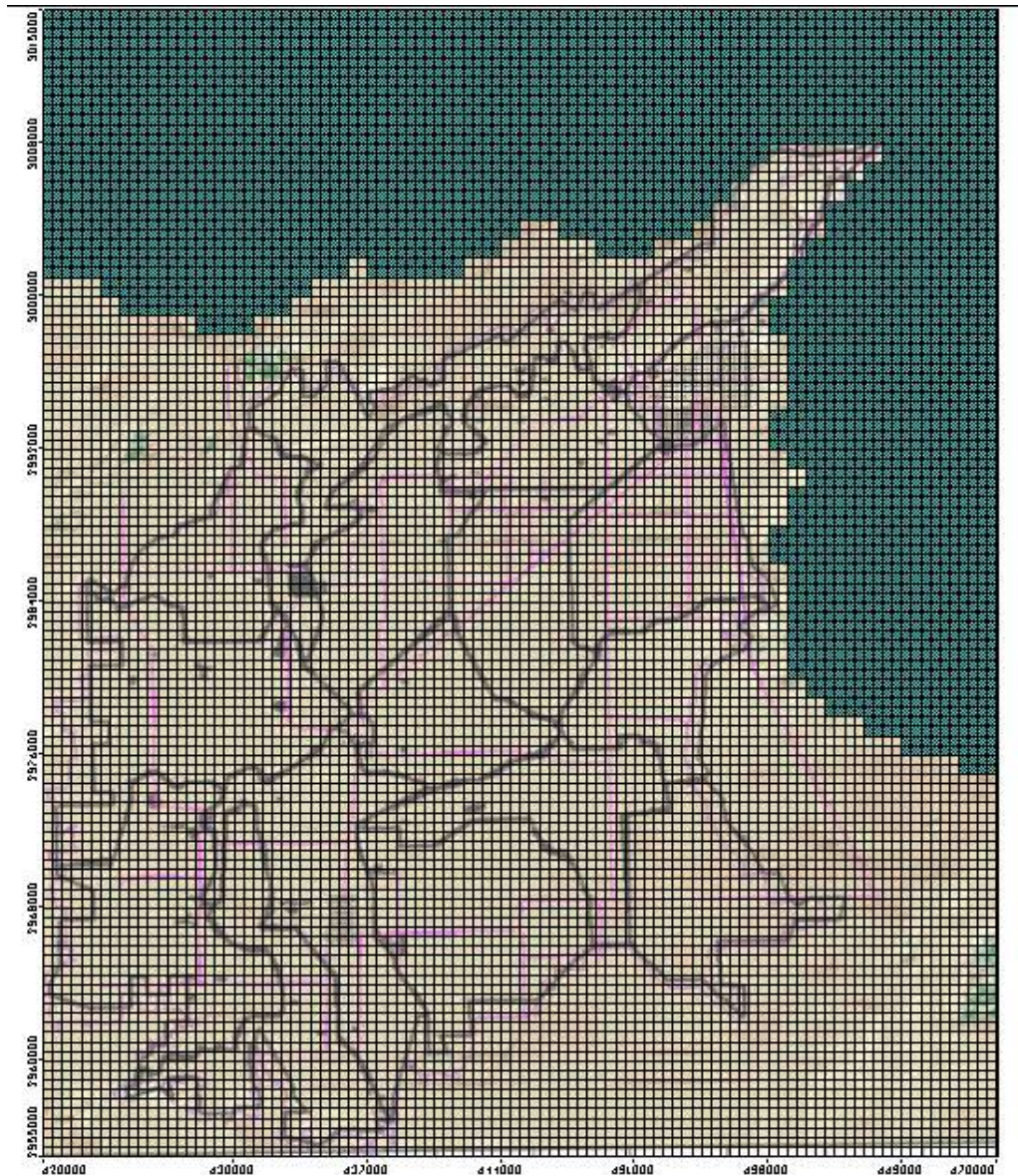
La aplicación del código numérico empleado para resolver el modelo matemático, con base en la información hidrogeológica de la zona del acuífero del Río Mayo, Sonora, requiere realizar su implementación a las condiciones locales. Por lo tanto, el medio por donde se desplaza el agua subterránea se dividió en bloques, sobreponiendo una malla de diferencias finitas sobre un mapa geológico escala 1:50,000 del área de estudio. Con la finalidad de que la mayoría de los bloques coincidieran con la zona en donde se tiene mayor cantidad de información.

La malla propuesta, tiene 60 kilómetros de largo y 50 kilómetros en sentido perpendicular y se encuentra alineada con la dirección principal de flujo subterráneo. De acuerdo con la distribución de los pozos que existen en el acuífero de Río Mayo, inicialmente es conveniente realizar una discretización regular del dominio de flujo. Por lo que, la malla está constituida por celdas de 500 por lado, con lo que resulta un total de 120 renglones y 100 columnas. En la Figura 7.34 se muestra la ubicación de la malla de diferencias finitas propuesta.

La solución del modelo de simulación es dependiente de las condiciones establecidas para las celdas incluidas en la malla de diferencias finitas, por lo que de acuerdo con las condiciones que rigen la discretización del dominio de flujo subterráneo, se consideran: *i)* activas, *ii)* inactivas. El primer caso incluye a las celdas en los materiales geológicos en los que existe desplazamiento de agua



subterránea, mientras que el segundo abarca las celdas en las que el flujo de agua subterránea no tiene lugar, y por lo tanto representan zonas impermeables.



**Figura 7.34. Malla de diferencias finitas.**

### ***Discretización Vertical***

Durante la etapa de implementación del modelo se realizaron revisiones de la información relativa a la geometría de los materiales geológicos del subsuelo. De acuerdo con las condiciones hidrogeológicas definidas y para los fines de simulación del flujo de agua subterránea en el acuífero del Río Mayo, el medio en donde se transmite el agua subterránea fue subdividido verticalmente en tres unidades hidrogeológicas principales, las cuales a su vez tienen variaciones litológicas importantes que producen un cambio en el comportamiento hidráulico. La variación vertical de las capas fue en promedio de 50 m, no siendo uniforme su espesor.

### ***Discretización temporal***

De acuerdo con el censo de aprovechamientos y el análisis piezométrico, el acuífero de Río Mayo se encuentra subexplotado y es posible suponer que los sistemas de flujo de agua subterránea se encuentren en equilibrio hidrodinámico, en donde las descargas (por evapotranspiración y por flujo subterráneo a otros acuíferos) son menores o iguales a la recarga natural promedio, por lo que no existen cambios apreciable en el almacenamiento.

En la simulación del flujo subterráneo en este acuífero en particular, es necesario comenzar la simulación con un estado estacionario que represente las condiciones naturales previas al inicio del bombeo. Posteriormente, se continúa con el bombeo en estado transitorio, para tratar de representar la explotación que ha tenido lugar en la zona de estudio, y a partir de la información disponible, se divide el tiempo de simulación de acuerdo con la opción que tiene el código MODFLOW, de discretización del tiempo en bloques de tiempo de longitud variable o constante.

Con el análisis de los datos disponibles y a partir de la facultad de discretización del tiempo de simulación que tiene el código numérico utilizado, se propusieron los siguientes períodos de esfuerzo: *i)* condiciones iniciales que representan las condiciones naturales previas a la explotación por pozos y que por requerimientos del código numérico, se simuló en primera instancia como estado estacionario sin bombeo, *ii)* a partir de las condiciones piezométricas y de recarga y descarga establecidas previamente, comienza un período transitorio, en donde se aplicó la extracción de agua subterránea promedio registrada para ese lapso, con lo que se logran desplegar las condiciones de bombeo hasta agosto del 2004, *iii)* la investigación de la eventual respuesta futura del sistema de flujo de agua subterránea, ante diferentes escenarios de explotación, que se considerarán también en estado transitorio.

De acuerdo con los requerimientos operativos del programa MODFLOW, una vez simulado el estado estacionario, se incorporaron los coeficientes de almacenamiento y rendimiento específico que corresponden de acuerdo con la composición de los materiales geológicos que componen el acuífero, para



reproducir las condiciones previstas en el estado estacionario, pero ahora en estado transitorio.

### **Condiciones iniciales**

La correcta definición de las condiciones iniciales y de frontera del modelo numérico permite obtener una solución congruente con el modelo conceptual propuesto para la dinámica de las aguas subterráneas.

Dado que la información disponible desde que se inició la explotación del acuífero no permite establecer la evolución de la dinámica de las aguas subterráneas, se propuso realizar la corrida inicial para obtener las condiciones naturales.

### **Condiciones de frontera**

Matemáticamente, las condiciones de frontera incluyen la geometría del dominio y los valores de la variable dependiente (carga hidráulica) o sus derivadas normales a la frontera (Bear, 1972). En términos físicos, en aplicaciones de aguas subterráneas, las condiciones de frontera son generalmente de tres tipos: 1) carga constante (Tipo Dirichlet), 2) flujo constante (Tipo Neuman), y 3) carga dependiente (Tipo Cauchy). Las condiciones de frontera son determinadas de lo observado e interpretado tanto en el modelo conceptual de flujo del agua subterránea y de las consideraciones en la implementación del modelo conceptual al modelo numérico.

Se procedió a simular el estado estacionario para obtener las condiciones en estado estacionario de tal manera que se produjeran las configuraciones observadas, para ello se aplican condiciones de tipo Dirichlet tanto en las fronteras de entrada agua subterránea la porción Norte de la presa derivadora de Tesia. (Figura 7.35).

En cuanto a las condiciones de frontera que se aplicaron para la simulación en estado transitorio, fueron de carga remota para poder simular los flujos subterráneos horizontales, que además son dependientes de las cargas hidráulicas. Las celdas a las que se les aplicó la condición de frontera corresponden a entradas o salidas subterráneas.

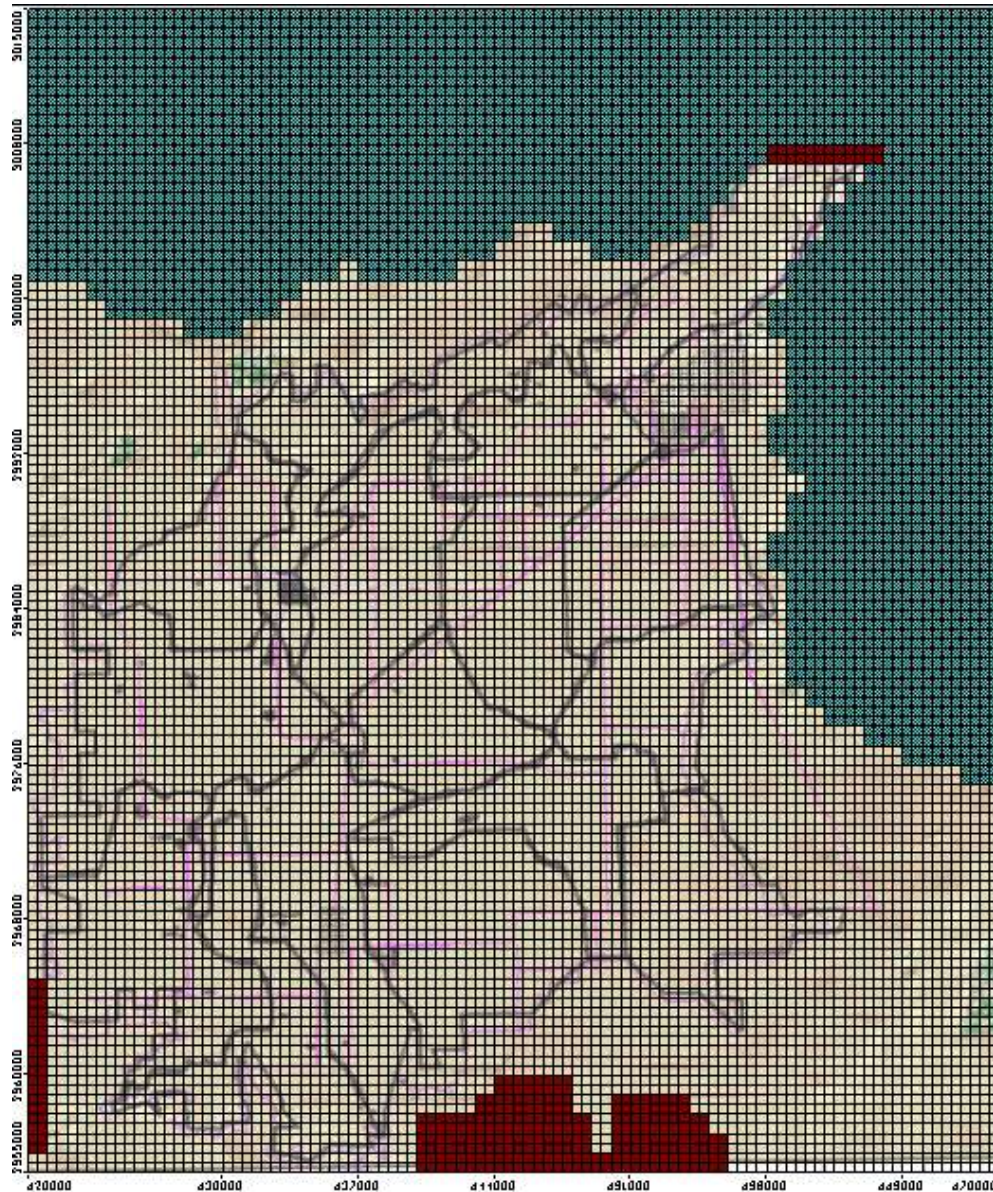


Figura 7.35. Condiciones de frontera de la simulación estacionaria (celdas en rojo son de carga constante).

- **Parámetros hidráulicos**

### ***Conductividad hidráulica horizontal***

La distribución de la conductividad hidráulica horizontal utilizada en el modelo, se dedujo en primera instancia a partir de la interpretación (Theis, Neuman y recuperación de Theis) de las 25 pruebas de bombeo realizadas en igual número de pozos ubicados dentro del acuífero de Río Mayo. Un análisis detallado de los valores de conductividad hidráulica calculados, se realizó en el capítulo

correspondiente. Los valores de conductividad hidráulica varían de  $1.29 \times 10^{-4}$  a  $2.5 \times 10^{-7}$  m/seg., se muestra en la siguiente Figura 7.36.

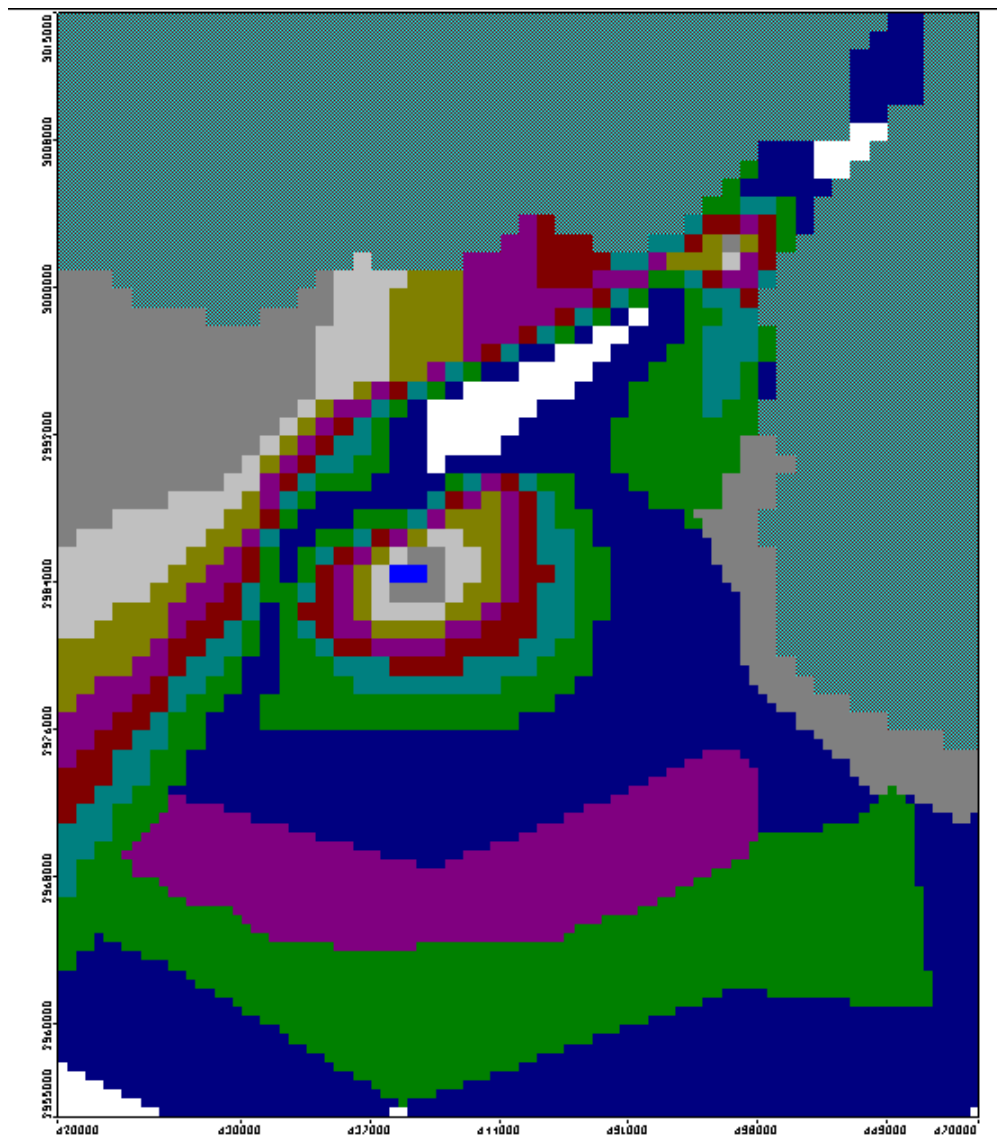


Figura 7.36. Distribución de la conductividad hidráulica.

### ***Conductividad hidráulica vertical***

De acuerdo con las características del código numérico MODFLOW, el flujo entre las capas del modelo fue simulado como flujo vertical a través de una capa confinante. La facilidad de la capa confinante para transmitir el flujo vertical se expresa como un “factor de goteo” (unidades en 1/día) que consiste de la relación entre la conductividad hidráulica vertical y el espesor de la capa confinante. En este caso particular no existe una unidad confinante, por lo que el espesor considerado incluye la distancia entre los nodos de capas adyacentes verticalmente. La conductividad hidráulica vertical utilizada, es el promedio de las

conductividades hidráulicas verticales de los materiales geológicos incluidos en dichas capas.

Por haberse realizado mediciones únicamente en el pozo de bombeo, las pruebas de bombeo no proporcionaron valores relativos a la magnitud de la conductividad hidráulica vertical del acuífero. Sin embargo, considerando la naturaleza sedimentaria de las formaciones geológicas que constituyen el medio en donde se desplaza el agua subterránea, se infiere que la conductividad hidráulica vertical es de un 20 % del valor de la conductividad hidráulica horizontal (Freeze y Cherry, 1979; Domenico y Shwartz, 1998).

### ***Rendimiento específico y almacenamiento específico***

A partir de la interpretación de las pruebas de bombeo realizadas durante el presente trabajo y estudios anteriores, no es posible realizar estimaciones relacionadas con las magnitudes del coeficiente de almacenamiento y rendimiento específico del material poroso, que compone el medio por donde se desplaza el agua subterránea en la zona de estudio.

Sin embargo, valores aproximados para el rendimiento específico del material poroso que compone el acuífero, fueron estimados con base en la litología señalada por los cortes litológicos disponibles relacionándolos con valores teóricos establecidos por Domenico y Shwartz (1998) y Freeze y Cherry (1979) para diferentes materiales geológicos. Los valores de rendimiento específico de materiales granulares están en función de su distribución granulométrica, pues fluctúan entre 0.2 para arenas limpias a valores menores de 0.05 en depósitos compactos compuestos por limos y arcillas.

### **7.10.2. Fuentes y/o sumideros**

Las fuentes y/o sumideros corresponden a componentes hidrológicos tales como los pozos de extracción, recarga, evapotranspiración, que se incorporan al dominio (acuífero) añadiendo o extrayendo un cierto volumen.

- **Pozos (Volúmenes de extracción)**

El volumen extraído a través de pozos es simulado como una fuente o sumidero en la ecuación del movimiento del agua subterránea.

Para la asignación de volúmenes de extracción para cada uno de los pozos se utilizó la información generada durante este estudio y complementada con proporcionada por el Distrito de Riego de la CNA y la Asociación de Usuarios. La información incluida corresponde a las coordenadas, nivel del brocal y extracción anual. El volumen anual que se aplicó al total de pozos y norias activos en la zona fue de 26.9 Mm<sup>3</sup>/año.



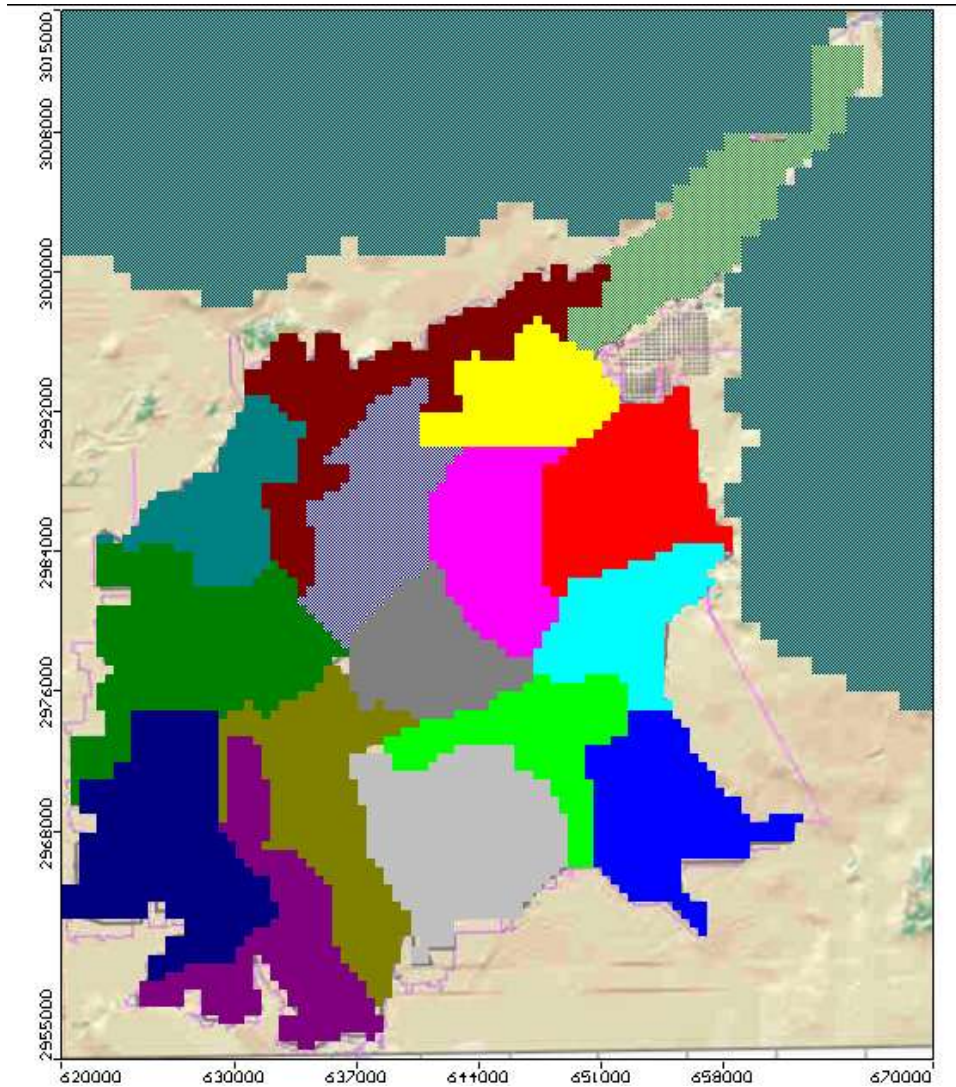
Finalmente se procedió a asignar los volúmenes de extracción por aprovechamiento por capa modelada de manera automática, ya que el programa Visual Modflow utiliza el intervalo ranurado y las elevaciones de las capas para calcular el volumen de extracción de un pozo a través de las capas que corta. En aquellos casos donde no se obtuvo las características constructivas de los aprovechamientos, se consideró que están ranurados en su totalidad para el caso de las norias, y desde una profundidad de 10 m hasta la profundidad total para los pozos profundos,

### **Recarga (retornos de riego, infiltraciones por lluvia)**

Mediante el análisis de los volúmenes de recarga areal hacia el sistema en el balance hidrogeológico, se obtuvo que los componentes que tiene una importancia son la infiltración por lluvia y los retornos de riego.

La recarga vertical es uno de los componentes más importantes en el Acuífero del Valle del Río Mayo, cuyo volumen asciende a unos 259 Mm<sup>3</sup>/año.

El volumen de retorno de riego juega un papel muy importante en la solución de la configuración del nivel estático en el centro del valle, donde se encuentra la zona agrícola, ya que al representar una fuente de agua en aquellas celdas, la configuración del nivel estático resultante del proceso de modelación puede ser de gran importancia. El volumen de entrada como recarga vertical por retorno de riego y pérdida en canales, fue de 259 Mm<sup>3</sup>/año. En la Figura 7.37, se muestra la distribución de la recarga vertical por módulo de riego.



**Figura 7.37. Distribución de la recarga vertical por módulo de riego.**

### 7.10.3. Calibración

El proceso de calibración consiste en ajustar los valores de cargas hidráulicas calculadas por el modelo con aquellas observadas en campo para diferentes periodos de esfuerzo, de tal manera que la dinámica del agua subterránea cumpla lo definido en el modelo conceptual.

La comparación de cargas calibradas y modificadas se realizó mediante dos métodos, 1) el error absoluto medio y 2) la desviación estándar. Los algoritmos empleados se señalan a continuación:



*Error Absoluto Medio (EAM).*

La ecuación que define el EAM está dada por (Anderson y Woessner, 1992):

Ecuación 10.2

donde:

$$EAM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(\hat{h}_i - h_i)|$$

EAM = error absoluto medio

n = número de observaciones

i = carga calculada por el modelo

$h_i$  = carga calculada con el parámetro modificado

*Desviación estándar:*

El análisis se realizó mediante la siguiente ecuación (Anderson y Woessner, 1992):

$$\delta = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(\hat{h}_i - h_i)]^2}$$

Ecuación 10.3

donde:

$\delta$  = Desviación estándar de las cargas hidráulicas

n = número de observaciones

i = carga calculada por el modelo

$h_i$  = carga calculada con el parámetro modificado

Estos estadísticos se obtienen de manera automática mediante el programa Visual Modflow.

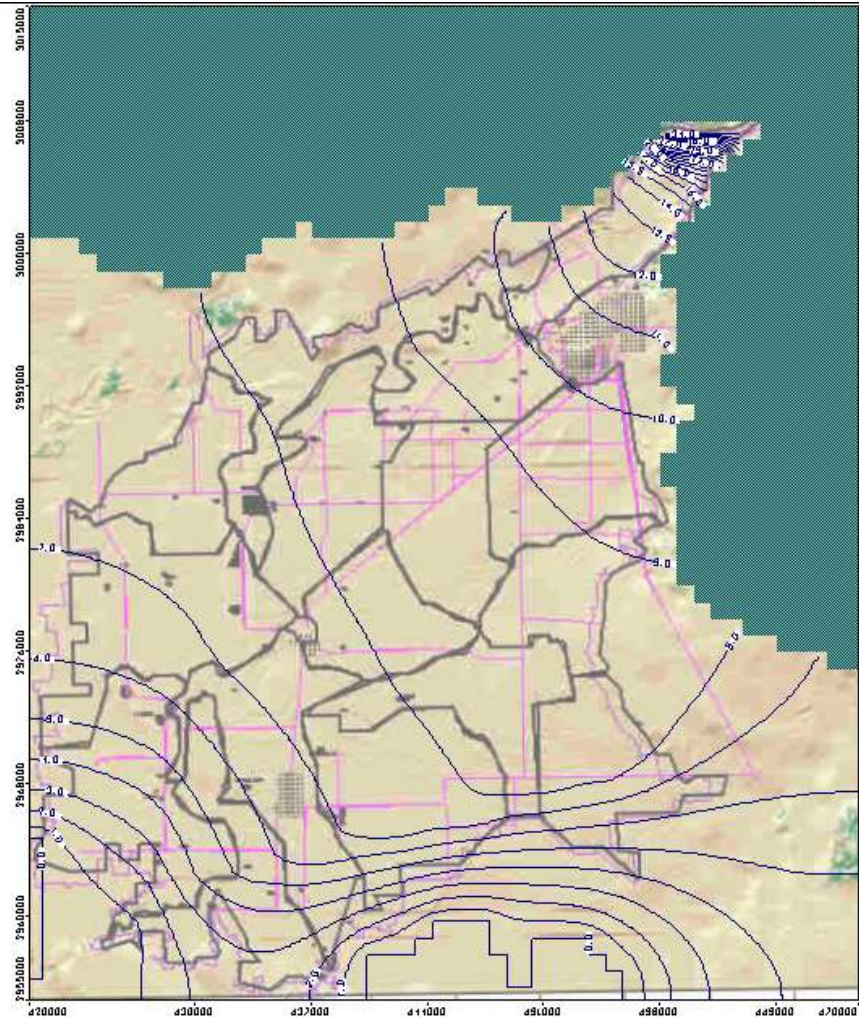
### ***Presentación de resultados***

Los resultados de la modelación matemática son mostrados mediante las configuraciones de los niveles estáticos para algunos escenarios que se simularon.

*Cargas hidráulicas.*

a) Condiciones iniciales (1960)

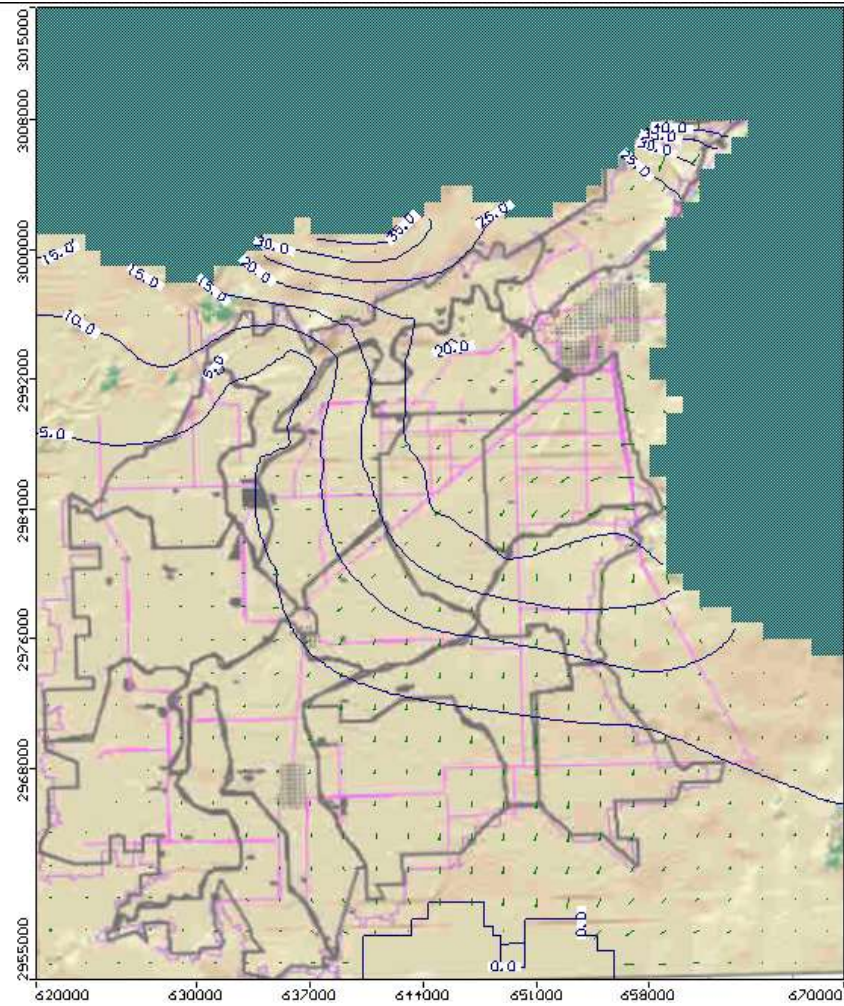
La configuración de las cargas hidráulicas para condiciones naturales (Figura 7.38) en el Acuífero de Río Mayo muestra que en la porción Norte del Valle se tiene la principal alimentación por flujo subterránea, fluyendo de las partes más altas hacia las más bajas.



**Figura 7.38. Configuración del nivel estático para condiciones naturales.**

b) Con bombeo actual

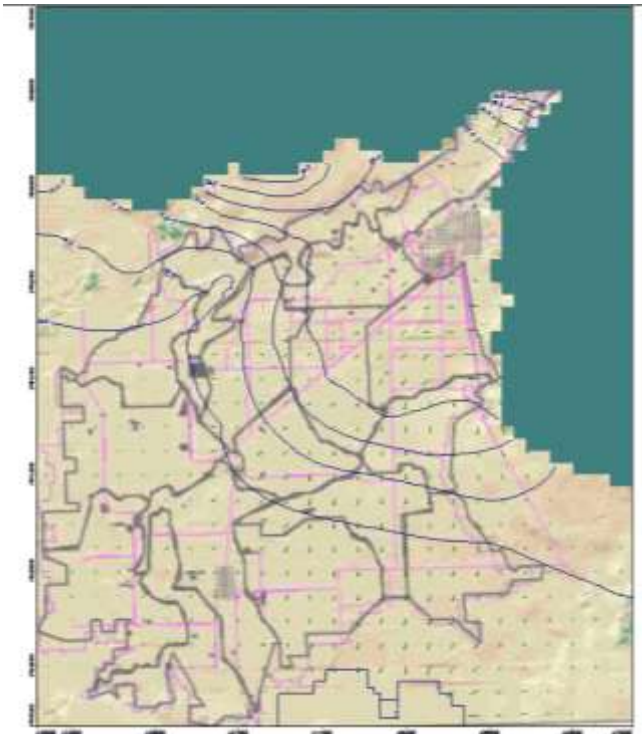
Las elevaciones del nivel estático para las condiciones con bombeo actual muestran la presencia de abatimientos muy localizados, principalmente en la zona entre Navojoa y Etchojoa Río Mayo (Figura 7.39). El esquema de flujo del agua subterránea no presenta cambios significativos con el ritmo de extracción de 129 Mm<sup>3</sup>/año.



**Figura 7.39. Elevación del nivel estático, 2004.**

Posteriormente se realizaron corridas de carácter predictivo para el año 2009 y 2014 con el bombeo actual. Las configuraciones (Figuras 7.40 y 7.41) no presentan grandes diferencias con respecto a las obtenidas para el año 2004, debido al gran aporte de agua en forma de recarga vertical que se incorpora a las aguas subterráneas a través de canales. Las elevaciones van desde 35 msnm en las inmediaciones de Tesia hasta valores de 5 msnm en Etchojoa.



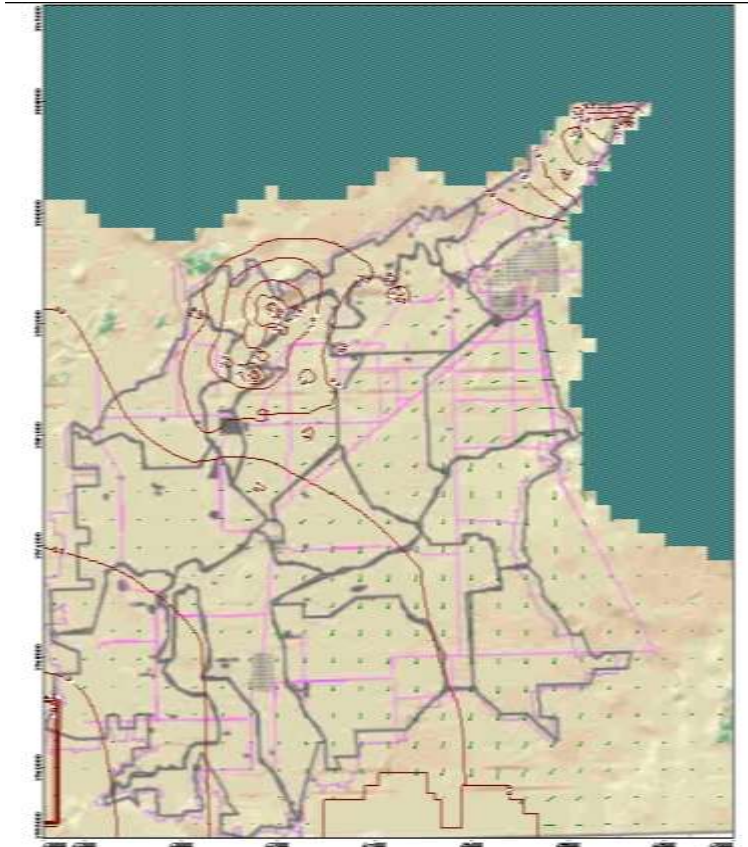


**Figura 7.40. Elevación del nivel estático para el año 2009, manteniendo el bombeo actual.**

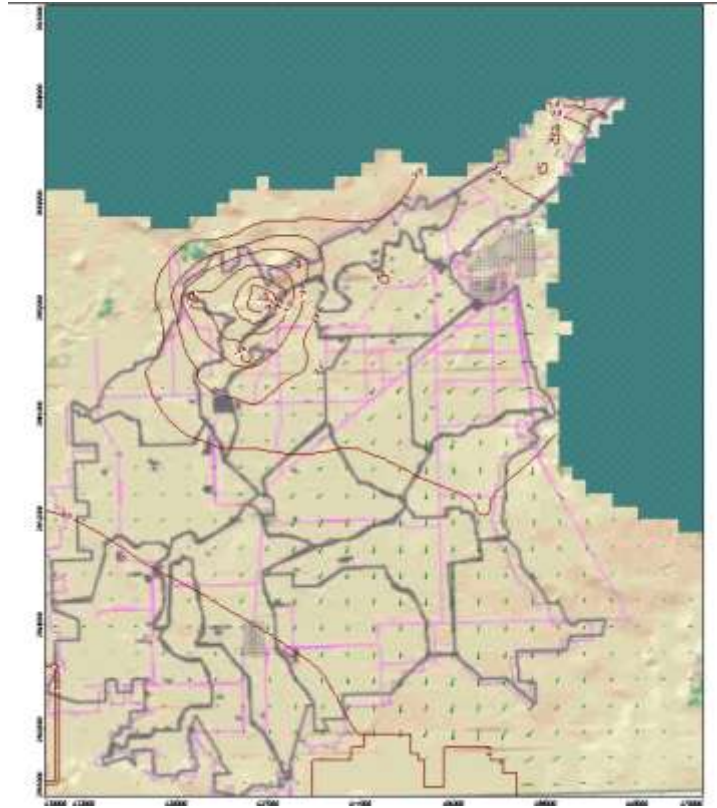


**Figura 7.41. Elevación del nivel estático para el año 2014, manteniendo el bombeo actual.**

En cuanto a los abatimientos calculados se observa que son muy localizados hacia las porciones cercanas al margen del lecho del Río Mayo, con valores del orden de los 4 m para el año 2009 (Figura 7.42) y del mismo orden para el año 2014 (Figura 7.43), sólo que de una extensión mayor.



**Figura 7.42. Configuración del abatimiento (m) para el año 2009, manteniendo el bombeo.**

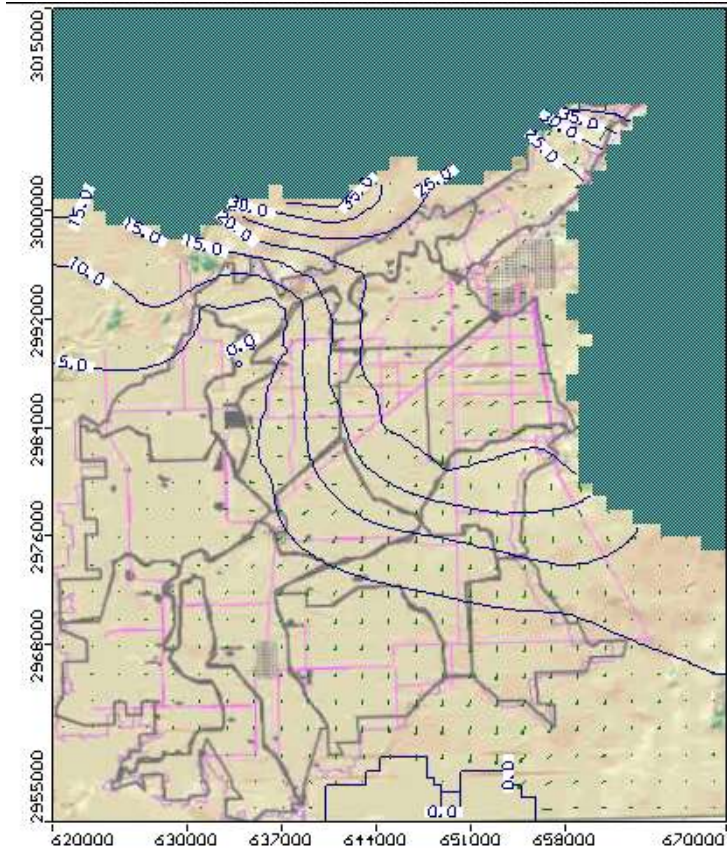


**Figura 7.43. Configuración del abatimiento (m) para el año 2014, manteniendo el bombeo.**

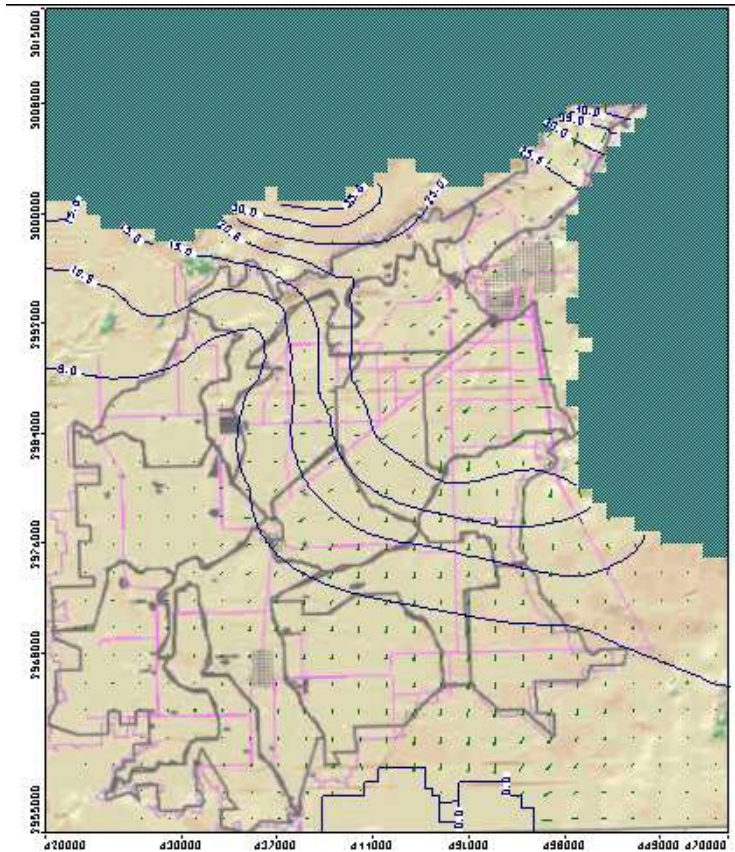
c) Con bombeo actual y 10 pozos con un caudal de 100 lps cada uno.

Se realizó una simulación con una batería de 10 pozos extras que extraen un caudal extra de 1000 lps, lo cual representa una extracción adicional de 31.536 Mm<sup>3</sup>/año del volumen que de explotación actual. Los pozos se localizaron en las zonas de mayor recarga por efectos de infiltración de los canales, hacia las porciones entre Navojoa y Etchojoa (Figura 7.44 para el 2009; Figura 7.45 para el 2014). En esas zonas se han identificado las zonas con calidad del agua adecuado para el riego. Asimismo, esta zona se localiza a unos 30 km de la línea de costa, que conjugado con la recarga vertical en los canales de distribución no provocarán un avance de la intrusión marina.



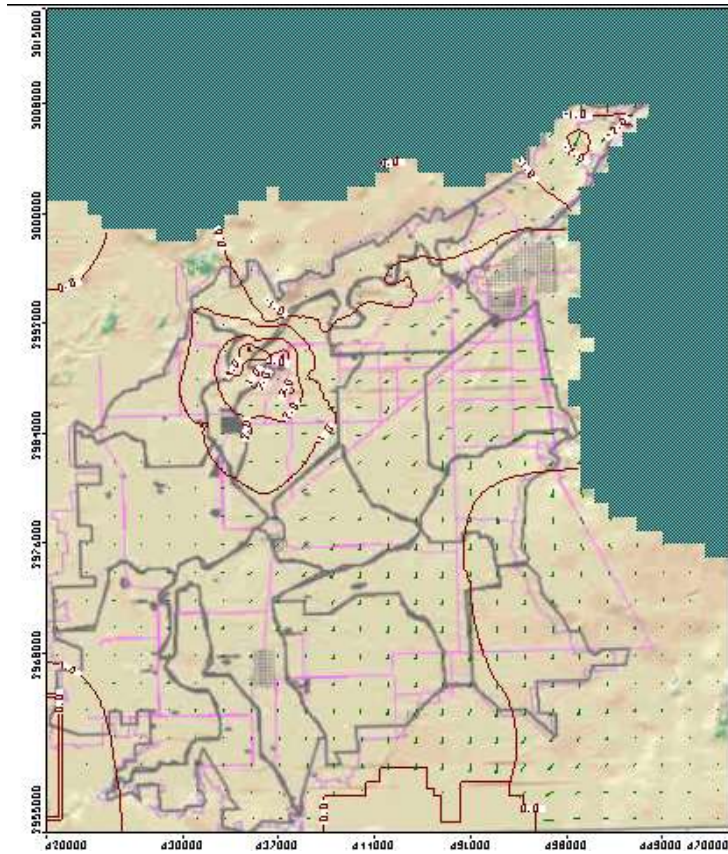


**Figura 7.44. Elevación del nivel estático para el año 2009, incrementando el bombeo en 1000 lps.**



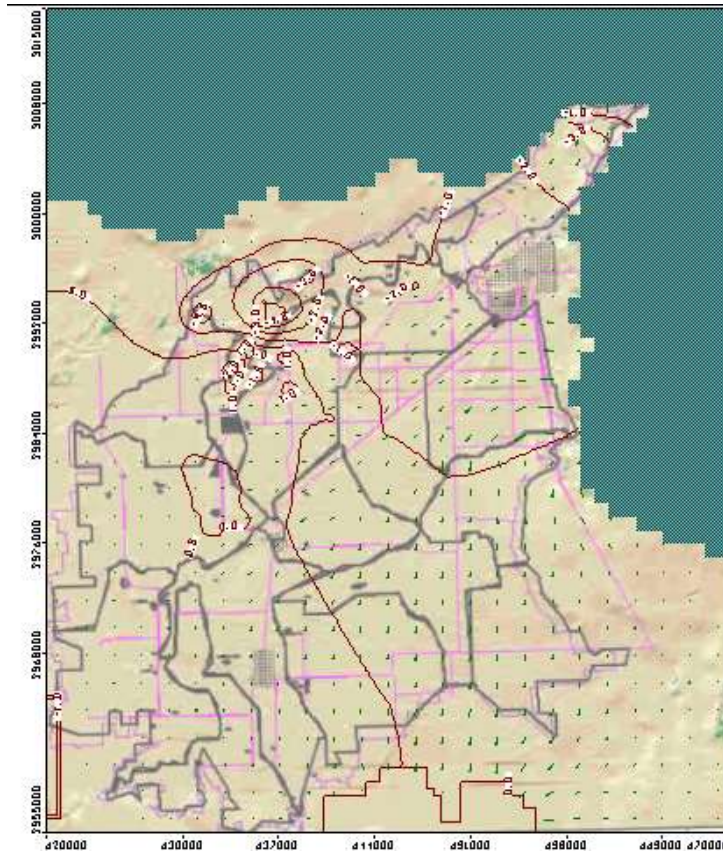
**Figura 7.45. Elevación del nivel estático para el año 2014, incrementando el bombeo en 1000 lps.**

El abatimiento mayor fue de 4 m para el año 2009, muy localizado en las inmediaciones del canal principal, con una extensión mayor para el año 2014. Se puede observar que no existe gran diferencia aún cuando la extracción se incrementa en un 15% aproximadamente con respecto al nivel actual (Figuras 7.47 y 7.47).



**Figura 7.46. Configuración del abatimiento (m) para el año 2009, incrementando el bombeo en 1000 lps.**





**Figura 7.47. Configuración del abatimiento (m) para el año 2014, incrementando el bombeo en 1000 lps.**

### **Balance de aguas subterráneas**

Una de los resultados más importantes de la simulación numérica además de las configuraciones del nivel estático es el balance del agua subterránea. El modelo de simulación del Acuífero de Río Mayo se ajustó de tal forma que además de la reproducción de las configuraciones del nivel estático, representa de manera adecuada los componentes del balance de aguas subterránea

### **Análisis sensitivo**

El análisis sensitivo determina que tan bien y en que grado afecta cada una de las variables de entrada en la solución del modelo. En los parámetros distribuidos en el área modelada, tales como la conductividad hidráulica, el coeficiente de almacenamiento y la recarga, entre otros; las variables de entrada deben especificarse para cada celda, aunque resulta imposible conocer dichos parámetros a ese nivel; por lo tanto, existe cierta incertidumbre de los resultados del modelo. El análisis de sensibilidad determina que parámetros tienen una

mayor influencia en los resultados obtenidos y en consecuencia aquellos que producen mayores errores. Es importante señalar que el análisis de sensibilidad de cada parámetro es verificado de manera individual y que no analiza el efecto de dos o más parámetros a la vez.

El análisis de sensibilidad consiste en variar el valor del parámetro de interés en un porcentaje (incrementarlo o disminuirlo) con respecto del valor obtenido de la calibración del modelo. La variación de los valores deberá realizarse dentro de un rango aceptable, es decir, valores válidos de acuerdo a las características hidráulicas de las unidades hidrogeológicas.

El procedimiento de análisis consiste en obtener la desviación estándar de las cargas hidráulicas, utilizando la misma ecuación que para la calibración, sólo que en este caso se compara la carga hidráulica calibrada con aquella resultante con el parámetro modificado.

Los parámetros que se analizaron son: conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento y recarga. A continuación se presentará una discusión de los resultados:

### ***Conductividad hidráulica***

Para efectuar el análisis sensitivo de la conductividad hidráulica con respecto a los valores obtenidos durante el proceso de calibración se procedió a incrementar y disminuir en 10, 20 y 50 % los valores calibrados de las conductividades hidráulicas. Posteriormente se hizo un análisis de las cargas hidráulicas calibradas contra las obtenidas de cada una de las modificaciones indicadas anteriormente, mediante las ecuaciones del error absoluto medio (EAM) y la desviación estándar.

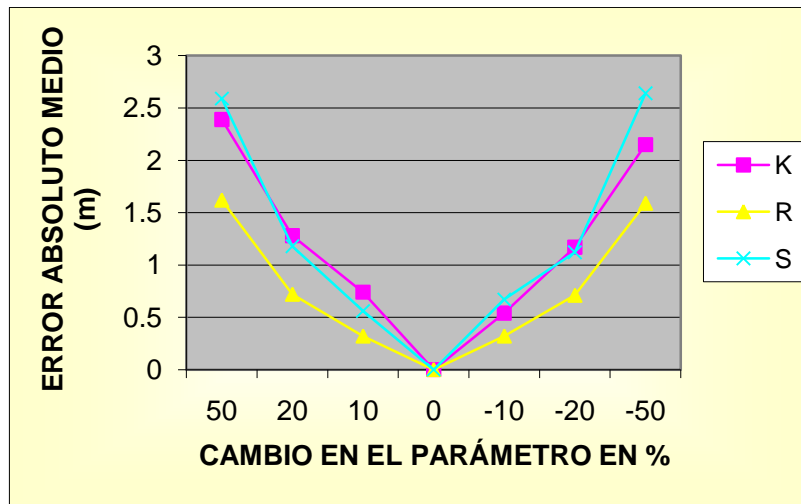
Los resultados de dicho análisis, nos indican que existe una influencia importante de la conductividad hidráulica con respecto a los valores obtenidos durante la calibración. Por ejemplo, cuando se incremento en un 50% el coeficiente de almacenamiento se obtuvo un EAM de 2.2 m y una desviación estándar de 3.3 m, mientras que para una variación en el parámetro del 10% sólo se observó un EAM de 0.5 m y una desviación estándar de 0.8 m. El comportamiento del análisis fue simétrico con respecto a los aumentos y disminuciones (Figura 7.48).

### ***Coeficiente de almacenamiento***

El análisis de sensibilidad del coeficiente de almacenamiento obtenido durante la calibración del modelo matemático se efectuó aplicando el mismo procedimiento que para la conductividad hidráulica. Así, se observó que el coeficiente de almacenamiento tiene la influencia mayor de los tres parámetros analizados, registrándose valores de 2.8 m y 6 m, para el EAM y la desviación estándar, respectivamente (figura 10.104), cuando se disminuyó en un 50% el valor del parámetro original (calibrado). Este parámetro también presentó un comportamiento simétrico en cuanto al incremento y disminución de los valores.

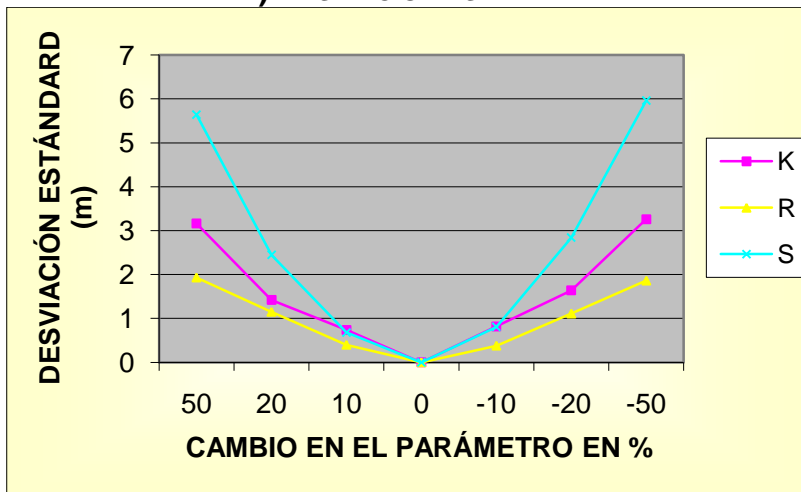
### Recarga vertical

De los tres parámetros analizados se identificó que el factor de la recarga vertical producto de la precipitación, retorno de riego y fugas es el menos importante de manera global para Acuífero de Río Mayo. Se obtuvieron variaciones máximas de 1.6m y 1.9m para el EAM y la desviación estándar, respectivamente (Figura 7.48).



A) ERROR ABSOLUTO MEDIO

B) DESVIACIÓN ESTÁNDAR



En ambas figuras: K= Conductividad hidráulica; S=Coeficiente de almacenamiento y REC= Recarga vertical

Figura 7.48. Resultados del análisis sensitivo.



## 8. CONCLUSIONES

- a) El área de estudio se ubica en la denominada zona del Valle del Mayo, corresponde fisiográficamente a la provincia denominada Montañas Sepultadas y representada en general por montañas complejas constituidas de rocas ígneas y sedimentarias principalmente. La región se encuentra ubicada en la vertiente del Pacífico y está drenada por corrientes intermitentes dispuestas en patrones de drenajes integrados.
- b) Los métodos estocásticos Bayesianos son adecuados para representar la heterogeneidad de los acuíferos e integrar la información de diferentes escalas.
- c) El estudio geofísico muestra una distribución resistiva tanto en mapas como perfiles, para ilustrar el comportamiento de las zonas conductoras, asociadas con la presencia de agua de mar. Encontrando que los valores menores a 4 ohm-m, son los que muestran una correlación principalmente con altas conductividades asociadas con el agua de mar.
- d) Los mapas de resistividad en los primeros 100m indican zonas y trazas de alta conductividad, las cuales se observan paralelamente a la línea de costa, mientras que hacia el continente se estrechan denotando lineamientos preferenciales, a través de paleocauces o drenes superficiales.
- e) Para los Mapas de Resistividad con profundidades mayores de 200m, se observa un incremento de resistividad en forma general en toda la zona asociado con un cambio litológico, el cual corresponde con materiales granulares gruesos o con rocas ígneas que localmente afloran en algunos sitios, y muestran continuidad en el subsuelo, identificándose en los mapas y perfiles. Las características tanto de fracturamiento y permeabilidad de estas rocas, pueden actuar como diques o barreras naturales, que modifican el flujo del agua subterránea.
- f) La exploración gravimétrica reflejan comportamientos irregulares del basamento impermeable, indicando que este se localiza en su parte más somera entre los 250 y 300m, y se profundiza hasta alcanzar los 1,000 a 1,200m.
- g) La eficiencia de aplicación acumulada en el ciclo agrícola, obtenida por evaluación estadística, resultó del 56.6% en los últimos 7 ciclos agrícolas.
- h) Considerando un volumen servido a usuarios de 482 Millones de m<sup>3</sup> promedio de los últimos 13 años del Distrito de riego, solo 272.33 Millones de m<sup>3</sup> son requeridos por los cultivos y 269 Millones de m<sup>3</sup> son desperdiciados en los drenes, fugados o bien se infiltran al acuífero.

- i) Según un estudio realizado por el IMTA con aforos y datos de los mismos usuarios la eficiencia de conducción promedio de la red menor fue del 74.6%, del 82% para la Red Mayor y del 90% para el tramo muerto del río desde la presa a la derivadora principal. Esto resulta en una eficiencia de conducción promedio del 55.07% desde la presa hasta la toma.
- j) Al considerar ambas eficiencias de aplicación y conducción la eficiencia global del distrito es de 31.17%.
- k) Con este dato, el volumen promedio en los últimos 13 años, entregado en presa y los pozos es de 875.18 Millones de  $m^3$  en total, en el Distrito existe una pérdida global de 602.374 Millones de  $m^3$ .
- l) Los valores de transmisividad variaron de 49 a 1,124  $m^2/d$ , mientras que para la conductividad hidráulica correspondieron a 0.22 a 23.06  $m/d$ ; los cuales son representativos de materiales muy permeables.
- m) El Acuífero del Río Mayo es libre con espesores que varían de 50 a 400 m. Sin embargo, la profundidad aprovechable con una calidad aceptable para uso agrícola es del orden de los 150 m.
- n) La recarga del acuífero es del orden de 304  $Mm^3/año$  y depende principalmente de las pérdidas en los canales de distribución y retornos de riego (259  $Mm^3/año$ ); y 45.6  $Mm^3/año$  de recarga lateral.
- o) La disponibilidad del acuífero es del orden de 41.97  $Mm^3/año$ , considerando un volumen concesionado de 192.63  $Mm^3/año$ .

## 9. RECOMENDACIONES

1. Aplicar la metodología propuesta en este trabajo en otros sitios costeros donde la intrusión salina puede jugar un papel importante en la distribución de las cargas hidráulicas.
2. Generar campos de conductividad con toda la información disponible mediante las técnicas presentadas en este trabajo.
3. Revisar en la CNA (REPDA) que los volúmenes concesionados correspondan al Acuífero del Valle del Mayo, ya que algunos pozos del Distrito se localizan en el Acuífero del Cocoraque. También se recomienda medir descargas en los drenes.
4. Instalar obras de medición en canales de descarga del Distrito de Riego. A fin de cuantificar de manera más precisa los volúmenes perdidos tanto en red mayor como en red menor.
5. Continuar con la medición de los niveles piezométricos para tener elementos de evaluación de los recursos hídricos y así entender la dinámica del sistema aguas superficiales-aguas subterráneas, así como realizar recorridos piezométricos anuales al término de cada ciclo agrícola.
6. Evitar la generación de conos de abatimiento cercanos a la línea de costa a fin de evitar la intrusión del agua marina.
7. La calidad del agua varía con la profundidad, por lo que se propone que se perforasen nuevos pozos, tengan profundidades del orden de los 200 m, resultando en un agua de toda la columna de calidad sea aceptable para el uso agrícola.

## 10. BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, M.P. y W.W. Woessner. (1992). Applied Groundwater Modeling. Simulation of Flow and Advective Transport. *Academic Press*. San Diego. 381 p.
- Anderson. M.P. (1989). Hydrogeologic Facies Models to Delineate Large-Scale Spatial Trends in Glacial and Glaciofluvial Sediments. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 101, 501-511.
- Appelo, C. A. J. and D. Postma. (1996). Geochemistry, Groundwater and Pollution. *A.A. Balkema Publishers*, Rotterdam. The Netherlands. 536 p.
- Armstrong, M. (1998). Basic Linear Geostatistics. *Springer-Verlag*. Berlin. 153 p.
- Bear, J. (1972). Dynamics of Fluids in Porous Media. *American Elsevier*. New York. 764 p.
- Bortoli, L.J., F. Alabert, A. Haas y A. Journel. (1993). Constraining Stochastic Images to Seismic Data: Stochastic Simulation of Synthetic Seismograms. In Proceedings of the 4th Annual International Geostatistical Congress – Geostatistics Troia '92, vol. 1, edited by A. Soares. *Kluwer Academic*. 325-337.
- Boulton, N.S. (1954). The drawdown of the water table under non steady conditions near a pumped well in an unconfined formation. *Proc. Inst. Civil Engrs*. V.3, pp.564-579.
- Boulton, N.S. (1963). Analysis of data from non equilibrium pumping test allowing for delayed yield from storage. *Proc. Inst. Civil Engrs*. V. 26, pp.469-482.
- Brannan, J.R. y J.S. Haselow. (1993). Compound Random Field Models of Multiple Scale Hydraulic Conductivity. *Water Resources Research*. Vol. 29, No. 2, 365-372.
- Brian R Spies y Dwight E. Eggers (1986). "The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods" *Geophysics*, Vol. 51, No. 7, Julio.
- Bridge, J.S. (1977). Flow, Bed Topography, Grain Size and Sedimentary Structure in Open Channel Bends: a Three-Dimensional Model. *Earth Surface Processes*. Vol 2, 401-416.
- Bridge, J.S. y M. Leeder. (1979). A Simulation Model of Alluvial Stratigraphy. *Sedimentology*. Vol. 26, 617-644.
- Bridge, J.S., y J.A. Diemer. (1983). Quantitative Interpretation of an Evolving Ancient River System. *Sedimentology*. Vol. 30, 599-623.
- Brown, J. D., Heuvelink, G. B. M., y Refsgaard, J. C. (2005). An integrated framework for assessing and recording uncertainties about environmental data, *Water Sci. Technol.*, 52(6), 153–160.
- Campa, M.F. (1979). La Sierra Madre del Sur: Un Modelo de Borde Oceánico Trinidad y Tobago. IV Cong. Geol. Lat. Resúmenes.
- Caers, J. (2002) Geostatistical history matching under training-image based geological model constraints. *Society of Petroleum Engineers*. Prof. paper 77429

- Capilla, J.E., J.J. Gómez-Hernández y A. Sahuquillo. (1997a). Stochastic Simulations of Transmissivity Fields Conditional to Both Transmissivity and Piezometric Data 2. Demonstration on a Synthetic Aquifer. *Journal of Hydrology*. Vol. 203, 175-188.
- Capilla, J.E., J.J. Gómez-Hernández y A. Sahuquillo. (1997b). Stochastic Simulations of Transmissivity Fields Conditional to Both Transmissivity and Piezometric Data 3. Application to the Culebra Formation at the Waste Isolation Pilot Plan (WIPP), New Mexico, USA. *Journal of Hydrology*. Vol. 207. 254-269.
- Carle, S. (1999). T-PROGS: Transition Probability Geostatistical Software. *University of California at Davis*. 78 p.
- Ceyhan, A.G. (1998). Generation of Porosity and Permeability Fields Conditioned to Geostatistical and Pressure Transient Data. *Society of Petroleum Engineers*. Technical Paper 52089.
- Christakos, G. (1992). Random Field Models in Earth Sciences. *Academic Press*, San Diego. 474 p.
- Christakos, G. (2000). Modern Spatiotemporal Geostatistics. *Oxford University Press Inc*. New York. 288 p.
- Christakos, G., Bogaert, P. y M.L. Serre. (2001). Temporal GIS Advanced Functions for Field-Based Applications. *Springer Verlag*. Berlín. 217 p.
- CNA (1993). Manual de diseño de agua potable, alcantarillado y saneamiento. Libro V.3.2.1. Prospección Geoeléctrica y Registros Geofísicos de Pozos.
- CNA (1994). Manual de diseño de agua potable, alcantarillado y saneamiento, Libro V.3.2.3. Exploración Gravimétrica y Magnetométrica.
- Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. (1987). "Occam's Inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data", *Geophysics*, Vol. 52, N° 3, Marzo.
- Craig, H. (1961). "Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen in natural waters", *Science* 133, 917 pp.
- Cross, T. A., y J. W. Harbaugh. (1989). Quantitative Dynamic Stratigraphy: A Workshop, a Philosophy, a Methodology. In *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, edited by T.A. Cross, *Prentice Hall*, Englewood Cliffs, NJ., 3-20.
- Custodio, E. y M. R., Llamas (1979). "Hidrología Subterránea", Ediciones Omega, Barcelona.
- Dagan, G. (1982a). Stochastic Modeling of Groundwater Flow by Unconditional and Conditional Probabilities, 1, Conditional Simulation and the Direct Problem. *Water Resources Research*. Vol. 18, No. 4, 813-833.
- Dagan, G. (1982b). Stochastic Modeling of Groundwater Flow by Unconditional and Conditional Probabilities, 2. The Solute Transport. *Water Resources Research*. Vol. 18, No. 4, 835-848.
- Dagan, G. (1986). Statistical Theory of Groundwater Flow and Transport: Pore to Laboratory, Laboratory to Formation, and Formation to Regional Scale. *Water Resources Research*. Vol. 22, No. 9, 120S-134S.

- Dagan, G. (1989). Flow and Transport in Porous Formations. *Springer-Verlag*, Berlin. 465 p.
- Dagan, G. (1990). Transport in Heterogeneous Porous Formations: Spatial Moments, Ergodicity, and Effective Dispersion. *Water Resources Research*. Vol. 26, No. 6, 1281-1290.
- Daniel, M., A. S. Willsky, y D. McLaughlin. (2000). A multiscale approach for estimating solute travel time distributions. *Advances in Water Resources*. Vol. 23, pp. 653-665.
- Davis S.N. y DeWiest R.J.(1971) Hydrogeology. *John Wiley and Sons*. 463 p.
- Davis, J.M., R.C. Lohmann, y D.W. Love. (1992). A Sedimentological-Geostatistical Model of Aquifer Heterogeneity Based on Outcrop Studies (abstract), *EOS Trans. AGU*, 73(14), Spring Meeting Suppl., 122.
- Delhomme, J. P. (1979). Spatial Variability and Uncertainty in Groundwater Flow Parameters: A Geostatistical Approach. *Water Resources Research*. Vol. 15, No. 2, 269-280.
- Desbarats, A.J. (1990). Macrodispersion in Sand-shale Sequences. *Water Resources Research*. Vol. 26, No. 1, 153-164.
- Desbarats, A.J. (1992). Spatial averaging of hydraulic conductivity in three-dimensional heterogeneous porous media. *Mathematical Geology*. Vol. 24, No. 3, pp. 249-267
- Deutsch, C.V. y A.G. Journel. (1992). GSLIB. Geostatistical Software Library and User's Guide. *Oxford University Press*. 340 p.
- Deutsch, C.V. y A.G. Journel. (1994). Integrating Well Test-Derived Effective Absolute Permeabilities in Geostatistical reservoir Modeling. In Stochastic Modeling and Geostatistics, eds. Yarus and Chambre. *AAPG. Computer Applications in Geology*, No.3, 131-142.
- Dietrich, C.R. y G.N. Newsam. (1993). A Fast and Exact Method for Multidimensional Gaussian Stochastic Simulations. *Water Resources Research*. Vol. 29, No. 8, 2861-2869.
- Domenico P.A.y Schwartz F.W. (1998). Physical and Chemical Hydrogeology. *John Wiley and Sons*. 506 p.
- D'Or, D. (2004). Spatial prediction of categorical variables with the Bayesian Maximum Entropy approach: the Ooypolder case study. *European Journal of Soil Science*. Vol. 55(4).
- Doveton, J.H. (1994). Theory and Applications of Vertical Variability Measures from Markov Chain Analysis. In Stochastic Modeling and Geostatistics, eds. Yarus and Chambre. *AAPG. Computer Applications in Geology*, No.3, 55-64.
- Dubrule, O. (1993). Introducing More Geology in Stochastic Reservoir Modelling. In Proceedings of the 4th Annual International Geostatistical Congress – Geostatistics Troia '92, vol. 1, edited by A. Soares. *Kluwer Academic*. 351-369.
- Eaton, T. (2006). On the importance of geological heterogeneity for flow simulation, *Sedimentary Geology*, 184, 187–201.



- Effendiev, Y., L.J. Durlofsky, y S. H. Lee. (2000). Modeling of subgrid effects in coarse-scale simulations of transport in heterogeneous porous media. *Water Resources Research*. Vol. 36, No. 8, pp. 2031-2041.
- Elfeki, A.M., G. Uffink y F. Barends. (1997). Groundwater Contaminant Transport (Impact of Heterogeneous Characterization: A New View on Dispersion). *A.A. Balkema Publishers*. Rotterdam, The Netherlands. 300 p.
- Emmanuel, A.S., G.K. Alameda, R.A. Behrens y T.A. Hewett. (1989). Reservoir Performance Prediction Methods Based on Fractal Geostatistics. *Society of Petroleum Engineers*, Technical Paper 16971.
- Eppstein, M. J. y D. E. Dougherty. (1996). Simultaneous Estimation of Transmissivity Values and Zonation. *Water Resources Research*. Vol. 32, No. 11, 3321-3336.
- FAO, (1998). CROPWAT. Manual de usuario de CROPWAT para el cálculo de requerimiento de riego de los cultivos. Estudios de riego y drenaje No 56, 1ra edición. Roma. Italia.
- Fitterman, David V. y Mark T. Stewart. (1986) "Transient electromagnetic sounding for groundwater" *Geophysics*, Vol. 51, No. 4, Abril.
- Fogg, G.E. (1986). Groundwater Flow and Sand Body Interconnectedness in a Thick Multiple-Aquifer System. *Water Resources Research*. Vol. 22, No. 5, 679-694.
- Freeze, R. A., y J.A. Cherry (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N.J.
- Freeze, R.A. (1975). A Stochastic-Conceptual Analysis of One-Dimensional Groundwater Flow in Nonuniform Homogeneous Media. *Water Resources Research*. Vol. 11, No. 5, 725-741.
- Frind, E.O., E.A. Sudicky, y S.L. Schellenberg. (1987) Micro-scale Modelling in the Study of Plume Evolution in Heterogeneous Media. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*. Vol. 1, 241-262.
- Frykman, P. y Deutsch, C. V. (2002). Practical application of geostatistical scaling laws for data integration, *Petrophysics*, 43(3), 153–177.
- Gallegos, A.Galli, J. Gómez-Hernández, P. Grindrod, A.L. Gutjahr, P.K. Kitanidis, A.M. LaVenue, D. McLaughlin, S.P. Neuman, B.S. RamaRao, C. Ravenne, y Y. Rubin. (1998). A Comparison of Seven Geostatistically Based Inverse Approaches to Estimate Transmissivities for Modeling Advective Transport by Groundwater Flow. *Water Resources Research*. Vol. 34, No. 6, 1373-1413.
- Gelhar, L. W. (1993). *Stochastic Subsurface Hydrology*. Prentice Hall. New Jersey. 390 p.
- Gelhar, L. W. y C. L. Axness. (1983). Three Dimensional Stochastic Analysis of Macrodispersion in Aquifers. *Water Resources Research*. Vol. 19, No. 1, 161-180.
- Gelhar, L. W., C. Welty y K. R. Rehfeldt. (1992). A Critical Review of Data on Field-Scale Dispersion in Aquifers. *Water Resources Research*. Vol. 28, No. 7, 1955-1974.
- Gelhar, L.W. (1986). *Stochastic Subsurface Hydrology from Theory to Applications*. *Water Resources Research*. Vol. 22, No. 9, 135-145.

- Gelhar, L.W. (1990). Stochastic Characterization of Subsurface Flows, in Parameter Identification and Estimation for Aquifer and Reservoir Characterization, *5th annual Canadian/American Conference on Hydrogeology*. 3.
- Georgsen, F. T. Egeland, R. Knarud and H. More. (1994). Conditional Simulation of Facies Architecture in Fluvial Reservoirs. In Geostatistical Simulations, vol.2 edited by M. Armstrong and P.A. Dowd. *Kluwer Academic*. 223-248.
- Gómez-Hernández, J.J. y A.G. Journel. (1991). Fast Generation of Grid-Block Permeabilities for the Analysis of Uncertainty on Reservoir Simulations. *Society of Petroleum Engineers*. Technical Paper 22693.
- Gómez-Hernández, J.J. y A.G. Journel. (1993). Joint Simulation of MultiGaussian Fields. In Proceedings of the 4th Annual International Geostatistical Congress – Geostatistics Troia '92, vol. 1, edited by A. Soares. *Kluwer Academic*. 133-144.
- Gómez-Hernández, J.J. y E.F. Cassiraga. (1994). Theory and Practice of Sequential Simulation. In Geostatistical Simulations, vol.2 edited by M. Armstrong and P.A. Dowd. *Kluwer Academic*. 111-124.
- Gómez-Hernández, J.J. y R.M. Srivastava. (1990). ISIM3D: An ANSI-C Three-Dimensional Multiple Indicator Conditional Simulation Program. *Computers and Geosciences*. Vol. 16, NO. 4, 395-440.
- Gómez-Hernández, J.J., A. Sahuquillo y J. E. Capilla. (1997). Stochastic Simulation of Transmissivity Fields Conditional to Both Transmissivity and Piezometric Data 1. Theory. *Journal of Hydrology*. Vol. 203, 162-174.
- González-Hita, L. y Sánchez, L.F. (1992). Las técnicas isotópicas, una herramienta eficaz para el diagnóstico y evaluación de las aguas subterráneas, *Ingeniería Hidráulica en México* 64-85.
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press. 483 p.
- Graham W. y D. McLaughlin. (1989a). Stochastic Analysis of Nonstationary Subsurface Solute Transport 1. Unconditional Moments. *Water Resources Research*. Vol. 25, No. 2, 215-232.
- Graham W. y D. McLaughlin. (1989b). Stochastic Analysis of Nonstationary Subsurface Solute Transport 2. Conditional Moments. *Water Resources Research*. Vol. 25, No. 11, 2331-2335.
- Gutjahr, A., P. Kallay, y S. Hatch. (1997). General Joint Conditional Simulations using a Fast Fourier Transform Method. *Mathematical Geology*. Vol. 29, No. 3, 361-390.
- Haldorsen, H.H. (1986). Simulator Parameter Assignment and the Problem of Scale in reservoir Engineering, in Reservoir Characterization, edited by L.W. Lake and H.B. Carroll Jr. *Academic Press*. San Diego, Cal. 293-340.
- Haldorsen, H.H. y Lake L.W. (1984). A new Approach to Shale Management in Field-scale Models. *SPEJ*. August, pp. 447-457
- Harter, T. y T. C. J. Yeh. (1996a). Stochastic Analysis of Solute Transport in Heterogeneous, Variable Saturated Soils. *Water Resources Research*. Vol. 32, No. 6, 1585-1595.

- Harter, T. y T. C. J. Yeh. (1996b). Conditional Stochastic Analysis of Solute Transport in Heterogeneous, Variable Saturated Soils. *Water Resources Research*. Vol. 32, No. 6, 1597-1609.
- Harvey, C.F. y S.M. Gorelick. (1995). Mapping Hydraulic Conductivity: Sequential Conditioning with Measurements of Solute Arrival Time, Hydraulic Head, and Local Conductivity. *Water Resources Research*. Vol. 31, No. 7, 1615-1626.
- Hassan, A.E., J.H. Cushman y J.W. Delleur. (1998b). A Monte Carlo Assessment of Eulerian Flow and Transport Perturbation Models. *Water Resources Research*. Vol. 34, No. 5, 1143-1163.
- Hassan, A.E., J.H. Cushman y J.W. Delleur. (1998a). Significance of Porosity Variability in Heterogeneous Porous Media. *Water Resources Research*. Vol. 34, No. 9, 2249-2259.
- Hermann, F. J. (1997). A scaling medium representation, a discussion on well-logs, fractals and waves. PhD. Dissertation. *Delft University of Technology*, Delft, The Netherlands. 291 p.
- Herweijer, J.C. y S.C. Young. (1990). Use of Detailed Sedimentological Information for the Assessment of Well Tests and Tracer Tests in a Shallow Fluvial Aquifer. in Parameter Identification and Estimation for Aquifer and Reservoir Characterization, *5th annual Canadian/American Conference on Hydrogeology*, 11.
- Hess, K.M. (1990). Spatial Structure in a Glacial Outwash, Sand and Gravel Aquifer, Cape Cod, Massachusetts, *EOS Transactions, AGU*, Vol. 71, No. 17, 509.
- Hewett, T.A. (1986). Fractal Distributions of Reservoir Heterogeneity and Their Influence on Fluid Transport. *Society of Petroleum Engineers*. Technical Paper 15386.
- Hewett, T.A. (1993). Modelling Reservoir Heterogeneity with Fractals. In Proceedings of the 4th Annual International Geostatistical Congress – Geostatistics Troia '92, vol. 1, edited by A. Soares. *Kluwer Academic*. 455-466.
- Hoeksema, R.J. y P.K. Kitanidis. (1985). Comparison of Gaussian Conditional Mean and Kriging Estimation in the Geostatistical Solution of the Inverse Problem. *Water Resources Research*. Vol. 21, No. 6, 825-836.
- Hyndman, D. W. y S. M. Gorelick. (1996). Estimating Lithologic and Transport Properties in Three Dimensions Using Seismic and Tracer Data: The Kesterson Aquifer. *Water Resources Research*. Vol. 32, No. 9, 2659-2670.
- IMTA (2002). Evaluación de las eficiencias de operación y superficie cultivada en el Distrito de Riego 038 “Río Mayo”, Sonora. Informe Final CNA-IMTA, RD-0224 Jiutepec, Morelos.
- Indelman, P., y G. Dagan. (1993a). Upscaling of permeability of anisotropic heterogeneous formations 1. The general framework. *Water Resources Research*. Vol. 29, No. 4., pp. 917-923.

- Indelman, P., y G. Dagan. (1993b). Upscaling of permeability of anisotropic heterogeneous formations 2. General structure and small perturbation analysis. *Water Resources Research*. Vol. 29, No. 4, pp. 917-923.
- INEGI (200). Mapa fisiográfico del estado de Sonora.
- Ingenieros Civiles y Geólogos Asociados, S.A. (1974). Informe sobre los resultados de las investigaciones geofísicas efectuadas en la zona de Fuerte - Mayo, Estado de Sonora y Sinaloa, Secretaria de Recursos Hidráulicos, México.
- Isaaks, E.H. y R.M. Srivastava. (1989). An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford *University Press*. New York. 561 p.
- ITSON (1999). Balance de aguas subterráneas, Valle del Mayo, período 1996-1997 y 1997-1998.
- ITSON (2000). Estudio de disponibilidad y actualización hidrogeológica en los acuíferos de los Valles de: El Yaqui, El Mayo, Boca Abierta y Guaymas, Sonora, Comisión Nacional del Agua, Gerencia de Aguas Subterráneas, Cd. Obregón, Son., Noviembre.
- Journel, A. G. y C.J. Huijbregts. (1978). Mining Geostatistics. *Academic Press*. New York. 600 p.
- Journel, A.G. (1986). Constrained Interpolation and Qualitative Information – The Soft Kriging Approach. *Mathematical Geology*, Vol. 18, No. 3, 269-286.
- Journel, A.G. (1989). Fundamentals of Geostatistics in Five Lessons. Short Course in Geology: Volume 8. 28th International Geological Congress, Washington, D.C. *American Geophysical Union*. 40 p.
- Journel, A.G., C. Deutsch, y A.J. Desbarats. (1986). Power Averaging for Block Effective Permeability. *Society of Petroleum Engineers*. Technical Paper 15128.
- Juergens, L.J. y M.J. Small. (1990). A Model of Channel Deposition and Resulting Interconnectedness and Dispersion. *EOS Transactions*. AGU. Vol. 71, No. 17, 511.
- Jussel, P. (1989). Stochastic Description of Typical Inhomogeneities of Hydraulic Conductivity in Fluvial Gravel Deposits. In Contaminant Transport in Groundwater, Kobus and Kinzelbach (Eds). *Balkema*, Rotterdam. 221-228.
- Jussel, P., F. Stauffer, y T. Dracos. (1994a). Transport Modeling in Heterogeneous Aquifers: 1. Statistical Description and Numerical Generation of Gravel Deposits. *Water Resources Research*. Vol. 30, No. 6, 1803-1817.
- Jussel, P., F. Stauffer, y T. Dracos. (1994b). Transport Modeling in Heterogeneous Aquifers: 2. Three-Dimensional Transport Model and Stochastic Numerical Tracer Experiments. *Water Resources Research*. Vol. 30, No. 6, 1819-1831.
- Keidser, A. y D. Rosbjerg. (1991). A Comparison of Four Inverse Approaches to Groundwater Flow and Transport Parameter Identification. *Water Resources Research*. Vol. 27, No. 9, 2219-2232.

- Killey, R.W.D., y G. L. Moltyaner. (1988). Twin Lake Tracer Test: Setting, Methodology, and Hydraulic Conductivity Distribution, *Water Resources Research*. Vol. 24, No. 10, 1585-1612.
- King, P.R. (1989). The use of renormalization for calculating effective permeability, *Transport in Porous Media*. Vol:4, Pages:37-58
- Kipp, K. L. (1987). HST3D: A computer code for simulation of heat and solute transport in three-dimensional groundwater flow systems, U.S. Geological Survey, water-resources Investigations Report 86-4095
- Kitanidis, P. K. (1997). Introduction to Geoestistics. Applications in Hydrogeology. *Cambridge University Press*. 249 p.
- Kitanidis, P. K. y E. G. Vomvoris. (1983). A Geostatistical Approach to the Inverse Problem in Groundwater Modeling (Steady State) and One-Dimensional Simulations. *Water Resources Research*. Vol. 19, No. 3, 677-690.
- Koltermann, C.E. y S.M. Gorelick. (1992). Paleoclimatic Signature in Terrestrial Flood Deposits. *Science*. No. 256, 1775-1782.
- Koltermann, C.E. y S.M. Gorelick. (1995). Fractional Packing Model for Hydraulic Conductivity Derived from Sediment Mixtures. *Water Resources Research*. Vol. 31, No. 12, 3283-3297.
- Koltermann, C.E. y S.M. Gorelick. (1996). Heterogeneity in Sedimentary Deposits: A Review of Structure-Imitating, Process-Imitating, and Descriptive Approaches. *Water Resources Research*. Vol. 32, No. 9, 2617-2658.
- Kruseman, G.P. y N.A. De Ridder (1990). Analysis and Evaluation of Pumping Test Data Second Edition (Completely Revised) ILRI publication 47. Intern. Inst. For Land Reclamation and Improvements, Wageningen, Netherlands, 377 pp.
- Kung, K-J.S. (1990a). Preferential Flow in a Sandy Vadous Zone: 1. Field Observation. *Geoderma*. Vol. 46, 51-58.
- Kung, K-J.S. (1990b). Preferential Flow in a Sandy Vadous Zone: 2. Mechanism and Implications. *Geoderma*. Vol. 46, 59-71.
- LaVenue, A. M. y J. F. Pickens. (1992). Application of a Coupled Adjoint Sensitivity and Kriging Approach to Calibrate a Groundwater Flow Model. *Water Resources Research*. Vol. 28, No. 6, 1543-1569.
- LaVenue, A. M., B.S. RamaRao, G. de Marsily, y M. G. Marietta. (1995). Pilot Point Methodology for Automated Calibration of an Ensemble of Conditionally Simulated Transmissivity Fields 2. Application. *Water Resources Research*. Vol. 31, No. 3, 495-516.
- LeBlanc, D.R., S.P. Garabedian, K.M. Hess, L.W. Gelhar, R.D. Quadri, K.G. Stollenwerck y W.W. Wood. (1991). Large-scale Natural Gradient Tracer Test in Sand and Gravel, Cape Cod, Masachusetts, 1. Experimental Design and Observed Tracer Movement. *Water Resources Research*. Vol. 27, No. 5, 895-910.
- Le Loch, G. (1987). Etude de la composition des permeabilites par des methodes variationelles. PhD thesis. Paris school of Mines.

- Lloyd, J.W. y Heathcote, J.A. (1986). Natural Inorganic Hydrochemistry in Relation to Groundwater: An Introduction, Clarendon Pr.
- Mantoglou, A. y J. L. Wilson (1982). The Turning Bands Method for Simulation of Random Fields Using Line Generation by Spectral Method. *Water Resources Research*. Vol. 18, No. 5, 1379-1394.
- Martinez, P. y J. W. Harbaugh. (1993). Simulating Nearshore Process. *Pergamon*. New York, 265 p.
- McDonald, M.G. y Harbaugh, A.W. (1984), A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model MODFLOW. U.S. Geological Survey)
- Miall, A. D. (1985). Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Review*. Vol. 22, 261-308.
- Neuman, S.P. (1972). Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. *Water Resources Research*, Vol. 11, pp. 1031-1045.
- Neuman S.P. (1975). Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources Research*, Vol. 11, No 2, pp. 329-342.
- Neuman, S. P. (1990). Universal Scaling of Hydraulic Conductivities and Dispersivities in Geologic Media. *Water Resources Research*. Vol. 26, No. 8, 331-346.
- Neuman, S. P., C. L. Winter y C. M. Newman. (1987). Stochastic Theory of Field-Scale Fickian Dispersion in Anisotropic Porous Media. *Water Resources Research*. Vol. 23, No. 3, 453-466.
- Neuman, S.P. y P.A. Witherspoon. (1969). Applicability of Current Theories of Flow in Leaky Aquifers. *Water Resources Research*. Vol. 5, No. 4, 817-829.
- Orton, T. G. (2008) The Bayesian maximum entropy method for lognormal variables. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. February online.
- Paleologos, E.K. y T.S. Sarris (2000). Upscaling of conductivity in three-dimensional, heterogeneous, bounded formations. In *Computational Methods in Water Resources*. XIII. Bentley, Gray, Pinder editors. Pp 743-747.
- Phillips, F.M., y J.L. Wilson. (1989). An Approach to Estimating Hydraulic Conductivity Spatial Correlation Scales Using Geological Characteristics. *Water Resources Research*. Vol. 25, No. 1, 141-143.
- Pollock, D.W. (1988). Semianalytical computation of path lines for finite difference models. *Ground Water*. Vol. 26, No. 6, pp. 743-750.
- Portella, R.C., y T.A. Hewett. (1999). Fast 3D reservoir simulation and scale up using streamtubes. *Mathematical Geology*. Vol. 31, No. 7. pp. 841-856.
- PLANIMEX, Ingenieros Consultores, S.A. (1970). Estudio Geohidrológico de los acuíferos en el valle del Río Mayo Sonora, Secretaria de Recursos Hidráulicos, Departamento de Aguas Subterráneas, Informe final, Vol. 1, México, Junio.



- PLANIMEX, Ingenieros Consultores, S.A. (1970). Estudio Geohidrológico de los acuíferos en el valle del Río Mayo Sonora, Secretaría de Recursos Hidráulicos, Departamento de Aguas Subterráneas, Informe final- Anexos -, Vol. 2, México, Junio.
- Price, W. E. (1974). Simulation of Alluvial Fan Deposition by a Random Walk Model. *Water Resources Research*. Vol. 10, 263-274.
- Priestley, M.B. (1981). *Spectral Analysis and Time Series*. Academic Press, London. 890 p.
- PROYESCO, S.A. (1981). Estudio Geohidrológico del valle del Río Mayo, Estado de Sonora, Secretaria de Recursos Hidráulicos, Subdirección de Geohidrología y Zonas Áridas, Contrato no. GZA-81-91-GD, México.
- PROYESCO, S.A. (1981). Estudio Geohidrológico preliminar de la zona Fuerte - Mayo, Sonora, Zona sur, Secretaria de Recursos Hidráulicos, Subdirección de Geohidrología y Zonas Áridas, Contrato no. GZA-81-107-GD, México.
- RamaRao, B. S., A. M. LaVenue, G. de Marsily, y M. G. Marietta. (1995). Pilot Point Methodology for Automated Calibration of an Ensemble of Conditionally Simulated Transmissivity Fields 1. Theory and Computational Experiments. *Water Resources Research*. Vol. 31, No. 3, 475-493.
- Rathod K.S. y Rushton K.R. (1991). Interpretation of pumping from two-zone layered aquifers using a numerical model. *Ground Water*, Vol. 29, pp. 499-509.
- Rauber, M., F. Stauffer, P. Huggenberger y T. Dracos (1998). A Numerical Three-Dimensional Conditioned/Unconditioned Stochastic Facies Type Model Applied to a Remediation Well System. *Water Resources Research*. Vol. 34, No. 9, 2225-2233.
- Renard, P. y G. de Marsily. (1997). Calculating equivalent permeability: A review. *Advances in Water Resources*. Vol. 20, No. 5-6, pp. 253-278.
- Renard, P., E. Ledoux, y P. Ackerer (2000). Scale up of hydraulic conductivities: Comparison of laboratory experiments and numerical analysis. In *Computational Methods in Water Resources*. XIII. Bentley, Gray, Pinder editors, pp 799-804.
- Rubin, Y. (1991a). Prediction of Tracer Plume Migration in Disordered Porous Media by the Method of Conditional Probabilities. *Water Resources Research*. Vol. 27, No. 6, 1291-1308.
- Rubin, Y. (1991b). Transport in Heterogeneous Porous Media: Prediction and Uncertainty. *Water Resources Research*. Vol. 27, No. 7, 1723-1738.
- Rubin, Y. y A. G. Journel. (1991). Simulation of Non-Gaussian Space Random Functions for Modeling Transport in Groundwater. *Water Resources Research*. Vol. 27, No. 7, 1711-1721.
- Rubin, Y., G. Mavko y J. Harris. (1992). Mapping Permeability in Heterogeneous Aquifers Using Hydrologic and Seismic Data. *Water Resources Research*. Vol. 28, No. 7, 1809-1816.
- Sahimi, M., and A.R. Mehrabi. (1999). Percolation and flow in geological formations: upscaling from microscopic to megascopic scales. *Physica A*. Vol. 266, pp. 136-152.

- Sánchez-Vila. J.P. Girardi, y J. Carrera. (1995). A synthesis of approaches to up-scaling of hydraulic conductivities. *Water Resources Research*. Vol. 31, No. 4, pp. 867-882.
- Schafmeister-Spierling, M. Th. y A. Pekdeger. (1989). Influence of Spatial Variability of Aquifer Properties on Groundwater Flow and Dispersion. In *Contaminant Transport in Groundwater*, Kobus and Kinzelbach (Eds). Balkema, Rotterdam. 215-220.
- Scheibe, T. D. y D. L. Freyberg. (1995). Use of Sedimentological Information for Geometric Simulation of Natural Porous Media Structure. *Water Resources Research*. Vol. 31, No. 12, 3259-3270.
- Silliman, S.E. y A.L. Wright. (1988). Stochastic Analysis of Paths of High Hydraulic Conductivity in Porous Media. *Water Resources Research*. Vol. 24, No. 11, 1901-1910.
- SIROTEM 3 (1993). Operator's Manual, Types M, MM, and MMS, v. 61.4.9. Mineral Control Instruments Limited (ACN 007 954 627), Australia, 1993.
- Smith, L. y F. W. Schwartz. (1980). Mass Transport 1. A Stochastic Analysis of Macroscopic Dispersion. *Water Resources Research*. Vol. 16, No. 2, 303-313.
- Smith, L. y F. W. Schwartz. (1981a). Mass Transport 2. Analysis of Uncertainty in Prediction. *Water Resources Research*. Vol. 17, No. 2, 351-369.
- Smith, L. y F. W. Schwartz. (1981b). Mass Transport 3. Role of Hydraulic Conductivity Data in Prediction. *Water Resources Research*. Vol. 17, No. 5, 1463-1479.
- Smith, L. y R.A. Freeze. (1979). Stochastic Analysis of Steady State Groundwater Flow in a Bounded Domain, 1, One-Dimensional Simulations. *Water Resources Research*. Vol. 15, No. 3, 521-528.
- SRH, (1976). Atlas de Agua de la República Mexicana.
- Srivastava, R.M. (1994). An Overview of Stochastic Methods for Reservoir Characterization, in *Stochastic Modeling and Geostatistics*, eds. Yarus and Chambre. AAPG. Computer Applications in Geology, No.3, 3-16.
- Stauffer, F. (1989). Estimates of Dispersion Parameters by Geostatistical Methods: Laboratory and Field Applications. In *Contaminant Transport in Groundwater*, Kobus and Kinzelbach (Eds). Balkema, Rotterdam. 209-214.
- Strebelle S. (2002). Conditional simulation of complex geological structures using multiple-point statistics. *Mathematical Geology*. Vol. 34, No. 1, pp. 1-21.
- Sudicky, E.A. (1986). A Natural Gradient Experiment on Solute Transport in a Sand Aquifer: Spatial Variability of Hydraulic Conductivity and its Role in the Dispersion Process. *Water Resources Research*. Vol. 22, No. 13, 2069-2082.
- Tang, H. (2005). Geostatistical integration of geophysical, well bore and outcrop data for flow modeling of a deltaic reservoir analog. PhD Dissertation. Louisiana State University. 131 p.
- TEMIX S (1993). Temixs v 3.0, User's Manual, Transient Electromagnetic Data Interpretation Software, © Interpex Limited, Golden Co.

- Tetzlaff, D.M. y J.W. Harbaugh. (1989). *Simulating Clastic Sedimentation*. Van Nostrand Reinhold, New York. 202 p.
- Tompson, A.F.B., R. Ababou y L.W. Gelhar. (1989). Implementation of the Three-Dimensional Turning Bands Random Field Generator. *Water Resources Research*. Vol. 25, No. 10, 2227-2243.
- Turcotte, D.L. (1997). *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. 2nd. Ed. Cambridge Univ. Press. New York. 398 p.
- Tyler, K., A. Henriquez y T. Svanes. (1994). Modeling Heterogeneities in Fluvial Domains: A Review of the Influence on Production Profiles. In *Stochastic Modeling and Geostatistics*, eds. Yarus and Chambre. AAPG. *Computer Applications in Geology*, No.3. 77-89.
- Vomvoris, E. G. y L. W. Gelhar. (1990). Stochastic Analysis of the Concentration Variability in a Three-Dimensional Heterogeneous Aquifer. *Water Resources Research*. Vol. 26, No. 10, 2591-2602.
- Wheatcraft, S.W. y S.W. Tyler (1988). An explanation of Scale-Dependent Dispersivity in Heterogeneous Aquifers Using Concepts of Fractal Geometry. *Water Resources Research*. Vol. 24, No. 4, 566-578.
- Webb, E. K. y M. P. Anderson. (1996). Simulation of Preferential Flow in Three-Dimensional, Heterogeneous Conductivity Fields with Realistic Internal Architecture. *Water Resources Research*. Vol. 32, No. 3, 533-545.
- Webb, E.K. (1992). *Simulating the Spatial Heterogeneity of Sedimentological and Hydrogeological Characteristics for Braided Stream Deposits*. Ph.D. Dissertation. The University of Wisconsin. 239 p.
- Webb, E.K. y M.P. Anderson. (1990). Simulating Spatial Heterogeneity in Galciofluvial Sediments Using a Sedimentary Depositional Model. *EOS Transactions, AGU*. Vol. 71, No. 17, 518.
- Webb, E.K. y M.P. Anderson. (1994). Simulating the Three-Dimensional Distribution of Sediment Units in Braided-Stream Deposits. *Journal of Sedimentary Research*. Section B. No. 64, Vol. 2, 219-231.
- Weissmann, G.S., E.M. LaBolle, y G.E. Fogg. (2000). Modeling environmental tracer-based groundwater ages in heterogeneous aquifers. In *Computational Methods in Water Resources XIII*. Bentley, Gray, Pinder editors. Pp 805-811.
- Welty, C. y L. W. Gelhar (1991). Stochastic Analysis of the Effects of Fluid Density and Viscosity Variability on Macrodispersion in Heterogeneous Porous Media. *Water Resources Research*. Vol. 27, No. 8, 2061-2075.
- Wen, X.H., y J.J. Gómez-Hernández. (1996). Upscaling hydraulic conductivities in heterogeneous media: An overview. *Journal of Hydrology*. Vol. 183. No. 1-2, pp. IX-XXXII.
- Westhead, A. (2005). *Upscaling for two-phase Flows in Porous Media*. PhD Thesis. California Institute of Technology. 165 p.
- Wheatcraft, S.W. y S.W. Tyler (1988). An explanation of Scale-Dependent Dispersivity in Heterogeneous Aquifers Using Concepts of Fractal Geometry. *Water Resources Research*. Vol. 24, No. 4, 566-578.

- Wibrin, M.A. (2006). Combining categorical and continuous spatial information within the Bayesian maximum entropy paradigm. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment . February online.
- WINGLINK (2001). User´s Manual, Edition 4, © Gosystem Srl, Milan, Italia.
- Yao, T. (1998). SPECSIM: A Fortran-77 Program for Conditional Spectral Simulation in 3D. Computers and Geosciences. Vol. 24, No. 10, 911-921.
- Young, S.C., J.C. Herweijer y D.J. Benton. (1990). Geostatistical Evaluation of a Three-Dimensional Hydraulic Conductivity Field in an Alluvial Terrace Aquifer, in Parameter Identification and Estimation for Aquifer and Reservoir Characterization, 5th annual Canadian/American Conference on Hydrogeology.
- Zheng, C. (1990). MT3D, A Three-Dimensional Transport Model. S.S. Papadopulus & Assoc., Rockville, Maryland.
- Zheng, C. y G.D. Bennet (1995). Applied Contaminant Transport Modeling. Theory and Practice. Van Nostrand Reinhold. 440 p.