

**EVALUACION ESTOCASTICA DE POLITICAS DE
EXPLOTACION
DEL AGUA SUBTERRANEA
APLICACIÓN AL ACUIFERO DEL VALLE DE QUIBOR**

Por

Victor Raul Miyashiro Kiyan

**Tesis para Optar al Grado de Magiser Scientiae en
Gestion de Recursos Naturales Renovables y Medio Ambiente**

**CENTRO INTERAMERICANO DE DESARROLLO E
INVESTIGACIONES AMBIENTAL Y TERRITORIAL
UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
MERIDA, VENEZUELA
1996**

AGRADECIMIENTO

Al Banco Interamericano de Desarrollo (BID), por el financiamiento de mi maestría en Gestión de Recursos Naturales y Medio Ambiente.

Al Centro Interamericano de Desarrollo e Investigación Ambiental y Territorial (CIDIAT), por concederme la beca.

A mis asesores Hervé Jégat, Luis Mora y Miguel Cabeza, por orientarme durante el desarrollo de este trabajo.

A los docentes del CIDIAT y de la Universidad de Los Andes, por la enseñanza brindada en el transcurso de la maestría.

A Alicia Usubillaga, por sus recomendaciones realizadas durante la elaboración de la tesis .

A todos aquellos que, de una u otra manera, brindaron su valiosa colaboración en la culminación del presente estudio.

INDICE

AGRADECIMIENTO.....	v
LISTA DE TABLAS.....	ix
LISTA DE FIGURAS.....	xiii
LISTA DE SIMBOLOS.....	xv
RESUMEN.....	xvii

Capítulo

I	INTRODUCCION.....	1
	Objetivos.....	2
	General.....	2
	Específicos.....	2
II	DESCRIPCION DEL VALLE DE QUIBOR.....	3
	Características generales.....	3
	Ubicación y extensión.....	3
	Fisiografía.....	3
	Geología.....	3
	Zonas de vida.....	5
	Clima.....	5
	Hidrografía.....	5
III	REVISION BIBLIOGRAFICA.....	7
	Conceptos de geoestadística.....	7
	Variable aleatoria.....	7
	Variable regionalizada.....	7
	Función aleatoria.....	8
	Momentos considerados en geoestadística lineal.....	9
	Momentos de primer orden o esperanza matemática.....	9
	Momentos de segundo orden.....	9
	Hipótesis de estacionariedad.....	10
	Hipótesis intrínseca.....	10
	Variograma.....	11
	Parámetros del variograma.....	12
	Efecto de pepita puro.....	12
	Meseta.....	12
	Alcance.....	12
	Distancia integral.....	12
	Modelos de variograma.....	12
	Efecto de pepita puro.....	12
	Modelo esférico.....	13
	Modelo exponencial.....	13
	Modelo gaussiano.....	14
	Modelos monómicos.....	14
	Modelos logarítmicos.....	14
	Modelos con efecto agujero.....	15
	Usos de modelos de simulación en aguas subterráneas.....	16
	Etapa de calibración.....	17
	Etapa de pronóstico.....	18
	Aplicación de métodos geoestadísticos a la hidrogeología.....	18
	Cartografía.....	19
	Simulación de variables hidrológicas.....	19

INDICE (Continuación)

Capítulo

	Cokrigado.....	20
	Redes de muestreo.....	20
	Gestión de acuíferos.....	20
	Hidrogeología estocástica.....	21
	Simulación.....	22
	Simulación por el método de bandas rotantes.....	23
	Formulación básica del método.....	23
	Comparación del método de las bandas rotantes y otros métodos de simulación.....	24
	Modelamiento del flujo de agua subterránea mediante el método de elementos finitos.....	25
IV	SIMULACION ESTOCASTICA DEL ACUIFERO DEL VALLE DE QUIBOR.....	29
	Metodología.....	29
	Desarrollo de la metodología.....	29
	Recopilación y análisis de la información disponible.....	29
	Inventario de las fuentes de agua subterránea.....	29
	Evaluación del funcionamiento del acuífero.....	32
	Recarga del acuífero.....	32
	Morfología de la superficie del agua subterránea.....	33
	Estimación de las características hidrogeológicas.....	34
	Evolución de la transmisividad.....	34
	Análisis estructural.....	34
	Prueba de hipótesis de normalidad.....	35
	Preparación de datos. Anamorfosis.....	35
	Variograma.....	37
	Variograma omnidireccional.....	37
	Variogramas direccionales.....	38
	Ajuste del modelo al variograma.....	40
	Simulación condicional.....	41
	Modelamiento del acuífero del Valle de Quíbor.....	42
	Discretización del sistema acuífero.....	44
	Configuración de la malla.....	44
	Propiedades hidrogeológicas.....	45
	Estado inicial del acuífero.....	45
	Flujo impuesto.....	45
	Condiciones de frontera.....	45
	Calibración del modelo acuífero del Valle de Quíbor.....	45
	Simulación estocástica del acuífero del Valle de Quíbor.....	47
	Comprobación de la hipótesis de normalidad para los niveles simulados.....	49
	Probabilidad de encontrar un nivel determinado en un punto de muestreo.....	49
	Determinación de niveles a una probabilidad dada.....	49
	Mapa de errores de estimación de niveles piezométricos.....	50
V	EVALUACION ESTOCASTICA DE LAS POLITICAS DE EXPLOTACION.....	53
	Evolución de la explotación.....	53
	Aplicación de la geoestadística en la evaluación de la política de explotación.....	54
	Uso del mapa de isoprobabilidades.....	54

INDICE (Continuación)

Capítulo

	Criterios considerados en la zonificación de la parte central del acuífero.....	55
	Zonificación de la parte central del acuífero.....	57
	Zona I.....	57
	Zona II.....	60
	Zona III.....	60
	Lineamientos a considerar en el manejo del agua subterránea.....	60
VI	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	63
	Conclusiones.....	63
	Recomendaciones.....	64
	BIBLIOGRAFIA.....	67
	APENDICE 1.....	69
	APENDICE 2.....	73
	APENDICE 3.....	77
	APENDICE 4.....	105
	APENDICE 5.....	143

LISTA DE TABLAS

Tabla		Pág.
1	Pozos seleccionados en el Valle de Quíbor.....	31
2	Pruebas de bombeo realizadas en el Valle de Quíbor.....	34
3	Resumen de la prueba de ajuste a una distribución normal.....	35
4	Valores de capacidad específica y transmisividad. Valle de Quíbor.....	36
5	Parámetros del variograma de ln CE.....	40
6	Resultados obtenidos por el método de validación cruzada para ln CE.....	41
7	Resumen estadístico de los 100 valores de nivel piezométrico para la coordenada UTM Este=436000 y Norte=1095000.....	49
8	Criterios utilizados para la zonificación de la parte central del acuífero.....	56

LISTA DE FIGURAS

Figura		Pág.
1	Ubicación de la zona de estudio.....	4
2	Marco conceptual de la aproximación geoestadística.....	8
3	Múltiples realizaciones de una variable regionalizada y la hipótesis de estacionariedad.....	10
4	Relación existente entre el variograma y la covarianza.....	11
5	Parámetros del variograma.....	12
6	Modelos de variograma.....	15
7	Representación esquemática del método de las bandas rotantes.....	23
8	Comparación del método de las bandas rotantes y de los métodos espectrales.....	25
9	Malla de elementos finitos y detalles de la misma.....	26
10	Esquema ilustrativo de las distintas fases de la simulación estocástica.....	30
11	Ubicación de los pozos seleccionados en el Valle de Quíbor.....	32
12	Curvas de contorno del agua subterránea en el Valle de Quíbor.....	33
13	Estimación lineal de capacidad específica vs transmisividad.....	37
14	Variograma omnidireccional de ln CE.....	38
15	Variogramas direccionales de ln CE en la dirección de 0, 45, 90 y 135°.....	39
16	Variograma omnidireccional ajustado a un modelo esférico.....	40
17	Errores de krigeado simple ln CE.....	41
18	Mapas de valores promedio de simulaciones para transmisividad en el Valle de Quíbor.....	43
19	Valores promedio de 1000 simulaciones para transmisividad en el Valle de Quíbor.....	44
20	Estructura del modelo del acuífero del Valle de Quíbor.....	46
21	Curvas piezométricas medidas y calculadas por el programa Micro-FEM.....	46
22	Niveles piezométricos promedio de las 1000 simulaciones y los obtenidos de la simulación 100.....	47
23	Distribución normal de 100 valores perteneciente a la coordenada UTM Este=436000 y Norte=1095000.....	48
24	Mapa de isoprobabilidad de encontrar un nivel superior a 576 m.....	50
25	Curvas de contorno del agua subterránea para una probabilidad de 90%.....	51
26	Mapa de errores de estimación de los niveles piezométricos.....	52
27	Zonificación de la parte central del acuífero del Valle de Quíbor.....	58
28	Mapa de zonificación de las posibilidades de manejo y control de la explotación de aguas subterráneas propuesta por Alvarado (1989).....	59

CAPITULO I

INTRODUCCION

La cada vez más comprometida situación de los recursos hídricos en el planeta, hace pensar que la crisis hídrica será la crisis ambiental por excelencia en el siglo XXI.

En la actualidad, todas las etapas del ciclo hidrológico se encuentran afectadas por la acción antropogénica. El agua subterránea posee una dimensión especial dentro del ambiente debido a su dinámica y estrecha correlación hidroquímica. Muchas experiencias sobre sequías y sobreexplotación de acuíferos ponen en evidencia el llamado ciclo "hidrológico" del agua, agudizando las polémicas sobre la política hidráulica y poniendo de manifiesto la ambigüedad del término sobreexplotación.

Por consiguiente la gestión, planificación y protección de acuíferos debe tener como objetivo el uso sostenible del recurso agua, tanto en cantidad como en calidad, considerando la ordenación del territorio, las necesidades y restricciones económicas, sociales y políticas y la participación de la comunidad.

Los modelos de simulación numérica han proveído una estructura para la conceptualización y evaluación de los sistemas acuíferos. Los modelos han llegado a ser una herramienta esencial para los hidrogeólogos y gerentes del agua para explorar sistemas hidrogeológicos, evaluar y predecir los impactos de una explotación prolongada del agua subterránea. De cualquier forma, los modelos de simulación a menudo se utilizan para explorar alternativas de manejo del agua subterránea

Pero, el modelo conceptual seleccionado lleva asociado una cierta incertidumbre sobre la veracidad de la representación de lo que ocurre en el acuífero. Además, errores posibles en la observación de datos usados para la identificación del parámetro contribuyen con una incertidumbre en los parámetros del modelo. Como consecuencia, se debe esperar también incertidumbre en los valores predichos por el modelo.

La geoestadística proporciona no sólo la estimación espacial de los parámetros sino también una medida de la incertidumbre de dicha estimación.

Por lo tanto, su aplicación en el estudio de las aguas subterráneas, permite medir el error de estimación el cual trata de minimizar, de forma tal que la determinación de las reservas aprovechables posea una precisión aceptable.

El Valle de Quíbor es una zona altamente agrícola, para cuyo desarrollo ha sido necesario la explotación del agua subterránea con fines de riego. A causa de esa explotación intensiva del agua subterránea, a partir de 1959, el valle ha experimentado un deterioro en la cantidad y calidad del agua.

En la presente investigación, se evalúan las características hidrogeológicas del sistema acuífero del Valle de Quíbor, utilizando un modelo de simulación con la finalidad de estimar el efecto que causará a la napa freática una explotación bajo condiciones de bombeo prolongado.

La aplicación de una metodología de simulación estocástica, con base en un modelo de simulación de aguas subterráneas y de técnicas geoestadísticas, permite el diseño de políticas de explotación que no afecten las reservas del acuífero, con lo cual se lograría un uso sostenido del recurso hídrico.

Dentro de la perspectiva geoestadística, el estudio pretende analizar varios escenarios de posibles realizaciones de niveles piezométricos, a partir de diversas simulaciones condicionales de la transmisividad. Dicha información generada será una herramienta que facilitará la toma de decisiones en la gestión del manejo del recurso hídrico, por parte del ente encargado.

Objetivos

General

- Evaluar políticas de explotación del sistema acuífero en función de la disponibilidad del recurso hídrico subterráneo.

Específicos

- Desarrollar una metodología de simulación estocástica como instrumento de manejo del agua subterránea.
- Aplicar técnicas geoestadísticas para la estimación espacial y medida de la incertidumbre de los parámetros hidrogeológicos.
- Adaptar técnicas de simulación condicional en el desarrollo de una metodología para la ubicación de zonas de producción.

CAPITULO II

DESCRIPCION DEL VALLE DE QUIBOR

Características generales

Ubicación y extensión.

El Valle de Quíbor se encuentra ubicado en la parte central del Estado Lara, hacia el Sur-Oeste de la ciudad de Barquisimeto; administrativamente pertenece al municipio Juan Bautista Rodríguez. Sus coordenadas geográficas varían entre 09°50'00" y 10°05'00" de latitud Norte y 69°30'00" y 69°45'00" de longitud Oeste, aproximadamente. La superficie total del Valle de Quíbor se estima en 970 Km².

El área de estudio se delimitó sobre un mapa del Valle de Quíbor. La zona comprende la parte central del valle, entre las coordenadas 9°54'18" a 10°00'48" de latitud Norte y 69°39'58" a 69°34'28" de longitud Oeste. La superficie aproximada del área de estudio es de 85,5 Km².

En la Figura 1, se muestra la ubicación del área de estudio con relación al Valle de Quíbor.

Fisiografía.

La zona de estudio pertenece a la "Depresión o Surco de Barquisimeto", región de confluencia de los sistemas Andino, Coriano y Cordillera de la Costa, comprendida entre Carora, El Tocuyo, Barquisimeto y Sanare.

La región posee características de un valle intramontano que se divide en dos zonas fisiográficas, con marcado contraste topográfico. Una extensa zona relativamente baja y plana, rodeada de cerros altos y abruptos con escasa vegetación xerófila, es conocida como Valle de Quíbor.

La zona plana se encuentra comprendida entre los 600 a 800 msnm. La parte central del valle presenta pequeñas colinas aisladas, conocidas como "Los Cerritos".

Geología.

Según Alvarado (1989), de acuerdo a la regionalización hidrogeológica, el área esta ubicada en la subcuenca de Quíbor, perteneciente a la cuenca de Barquisimeto - Quíbor, la cual a su vez se encuentra ubicada en la subprovincia de la Depresión de Barquisimeto, perteneciente a la provincia Andina de la Vertiente Atlántica y del Caribe

La región presenta numerosas formaciones geológicas como rocas cretáceas, terciarias y cuaternarias cuya litología varía para las diferentes zonas. Entre las principales formaciones se pueden mencionar: la formación Mamey, Barquisimeto, Villanueva, Matatere, Morán, El Pegón y Cuaternario.

El Valle de Quíbor se encuentra cubierto por sedimentos fluvio-lacustre de edad cuaternaria. La zona montañosa que rodea al valle y al basamento del relleno fluvio-lacustre se encuentran formados por rocas cretáceas y terciarias.

Durante el pleistoceno, la depresión o cuenca de Quíbor constituía un lago. El fondo de la cuenca era de forma irregular, alcanzando sus mayores profundidades en la zona de Campo Lindo, Playa Bonita y



El Hato. En el centro permaneció un afloramiento de rocas cretáceas que hoy se conoce como Los Cerritos.

El relleno fluvio-lacustre, se encuentra constituido por lentes de arena y grava con intercalaciones de arcilla, predominando los materiales finos. En la parte Norte, posee un espesor de 0 a 120 m, con un espesor saturado entre 0 y 90 m. El espesor de esos sedimentos aumenta en la parte Sur a 230 m, con un espesor saturado hasta de 110 m.

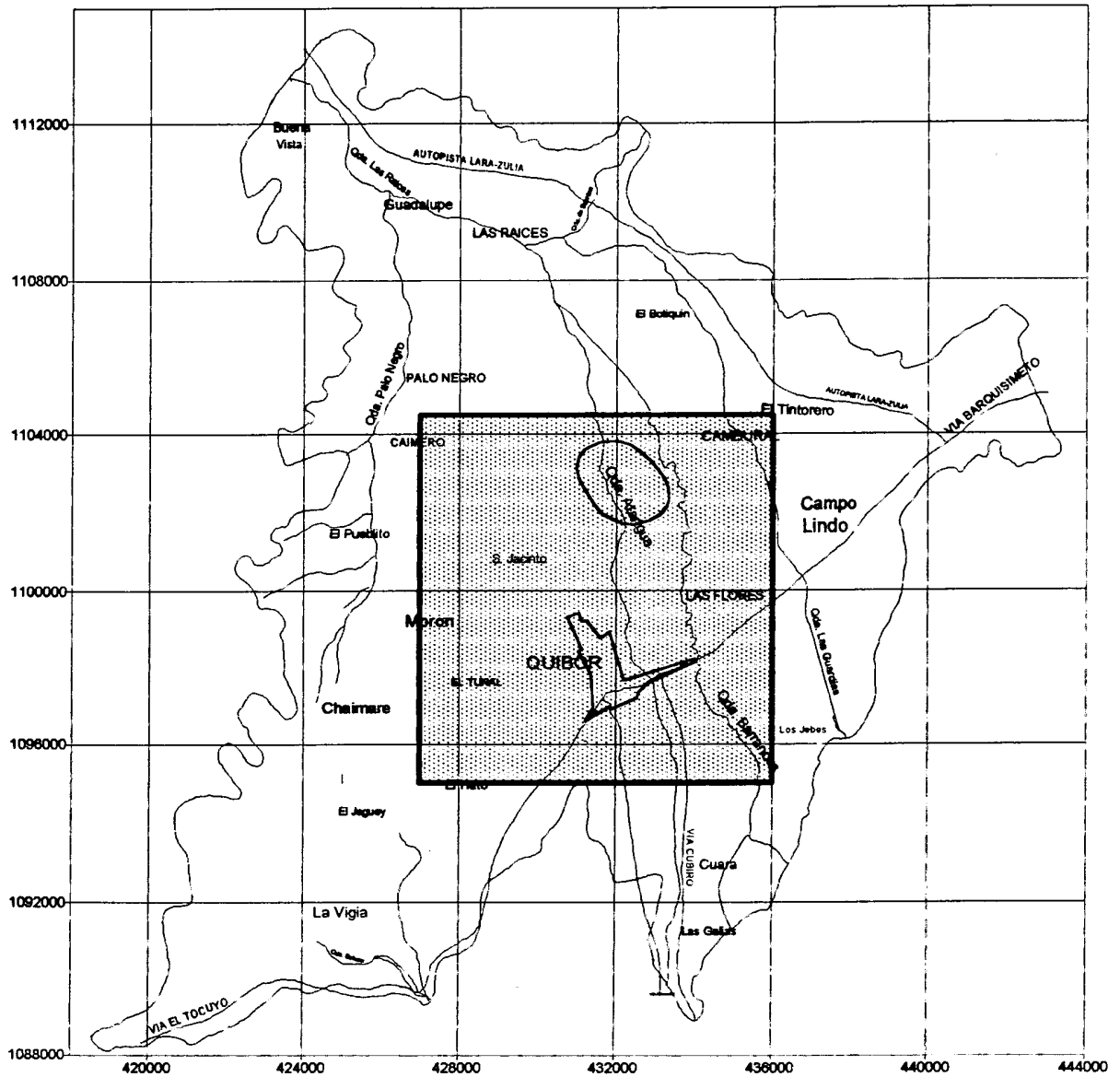


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio

Zonas de vida.

Según Torres (1993), el Valle de Quíbor muestra las siguientes zonas de vida: bosque seco tropical (bs-T) y bosque muy seco tropical (bms-T).

Clima.

La precipitación promedio anual varía entre 400 - 500 mm, la temperatura media anual oscila entre 21°C y 28°C, y la evaporación media anual varía entre 1700 mm y 3200 mm.

Las épocas de lluvia y de sequía se hallan muy diferenciadas. En la estación de Quíbor el 87% de las precipitaciones ocurren entre abril y noviembre, mientras que de diciembre a marzo las precipitaciones equivalen a un 13% de la media anual.

Alvarado (1989) afirma que la precipitación media anual durante 1975 a 1985 en toda la región varió entre 324 a 1015 mm, con un promedio anual de 518 mm. En la mayor parte de la planicie del valle, las precipitaciones fluctúan entre 400 y 500 mm. El volumen medio anual de agua precipitada en toda la región es de 502,5 Mm³.

Para el período 1975 a 1985, la evaporación media anual es de 3318 mm. La evapotranspiración real media anual varía entre 324 a 933 mm. El volumen anual promedio transpirado es de 500,5 Mm³, existiendo un exceso de agua de precipitación de 2 Mm³, que representa el 0,4% del volumen de agua precipitada.

Hidrografía.

Hidrográficamente presenta tres grandes quebradas paralelas entre sí, que drenan de Sur a Norte desembocando en la quebrada Las Raíces, uno de los afluentes del río Tocuyo que forma parte de la cuenca del Mar Caribe. La quebrada Las Guardias nace en la zona montañosa en el sector Sureste y posee la mayor área de drenaje; la quebrada Atarigua, nace en la zona montañosa del sector Sur y atraviesa la parte central del valle pasando por la población de Quíbor; hacia el Oeste se encuentra la quebrada Palo Negro o San José, que nace en la zona montañosa del sector Oeste y recorre el pie del cerro. La quebrada Los Barrancos se encuentra entre Las Guardias y Atarigua. Hacia el Sureste se encuentra la quebrada Botucal, con un desarrollo local y hacia el Norte se encuentra la quebrada de Baragua; por lo general, en estas quebradas la mayor parte del año no circula agua.

CAPITULO III

REVISION BIBLIOGRAFICA

Conceptos de Geoestadística

Matheron, 1962, padre de la Geoestadística citado por Samper y Carrera (1990) la define como la aplicación del formalismo de las funciones aleatorias al estudio y estimación de fenómenos naturales.

Las dos aplicaciones principales de la geoestadística en la hidrogeología son:

- La estimación espacial de parámetros hidrogeológicos a partir de un conjunto de valores medidos en forma puntual. La innovación de la geoestadística en este caso, es que permite obtener no sólo la estimación sino también una medida de la incertidumbre de dicha estimación.
- Al proporcionar las medidas sobre la incertidumbre de la estimación, la geoestadística constituye una poderosa herramienta para la selección de puntos de muestreo de forma tal que minimice esa incertidumbre de estimación (Ben-Jemaa et al, 1994).

De acuerdo con los objetivos del presente trabajo, a continuación se introducen algunos conceptos geoestadísticos importantes que servirán de referencia en el desarrollo de la investigación.

Dentro de la estructura geoestadística se utiliza un modelo probabilístico o de función aleatoria. Las estimaciones y/o simulaciones son ejecutadas usando las propiedades de este modelo. Los valores o conjunto de valores producidos por la estimación o proceso de simulación son considerados como una representación correcta de la realidad, siendo de suma importancia el poder distinguir entre lo que es real y lo que pertenece al modelo, en la Figura 2 se detalla los pasos a seguir en un estudio geoestadístico.

Variable aleatoria

Una variable aleatoria es una variable cuyos valores se generan al azar de acuerdo a unos mecanismos probabilísticos. Por ejemplo, el resultado de tirar un dado se puede considerar como una variable aleatoria que puede tomar uno de seis valores probables.

Variable regionalizada

Una variable regionalizada es una variable distribuida en el espacio; utilizada para representar un fenómeno natural. Por ejemplo, el contenido de un metal pesado de la capa superior de un suelo puede ser considerado como una variable regionalizada en un espacio bidimensional.

Un fenómeno natural, o variable regionalizada, usualmente presenta dos componentes complementarios, uno estructural y otro errático:

- El componente estructural se encuentra relacionado a la distribución global del fenómeno natural. Por ejemplo, en un área contaminada hay zonas que tienen, en promedio, un contenido mayor de metales pesados que otros.

- El componente errático se encuentra asociado a la conducta local del fenómeno natural. Por ejemplo, dentro de una zona dada de un área contaminada, el contenido de metales pesados puede fluctuar aleatoriamente.

La formulación de un fenómeno natural debe tomar en cuenta estos dos aspectos. Una formulación operacional consistente es adoptar una representación probabilística mediante las funciones aleatorias.

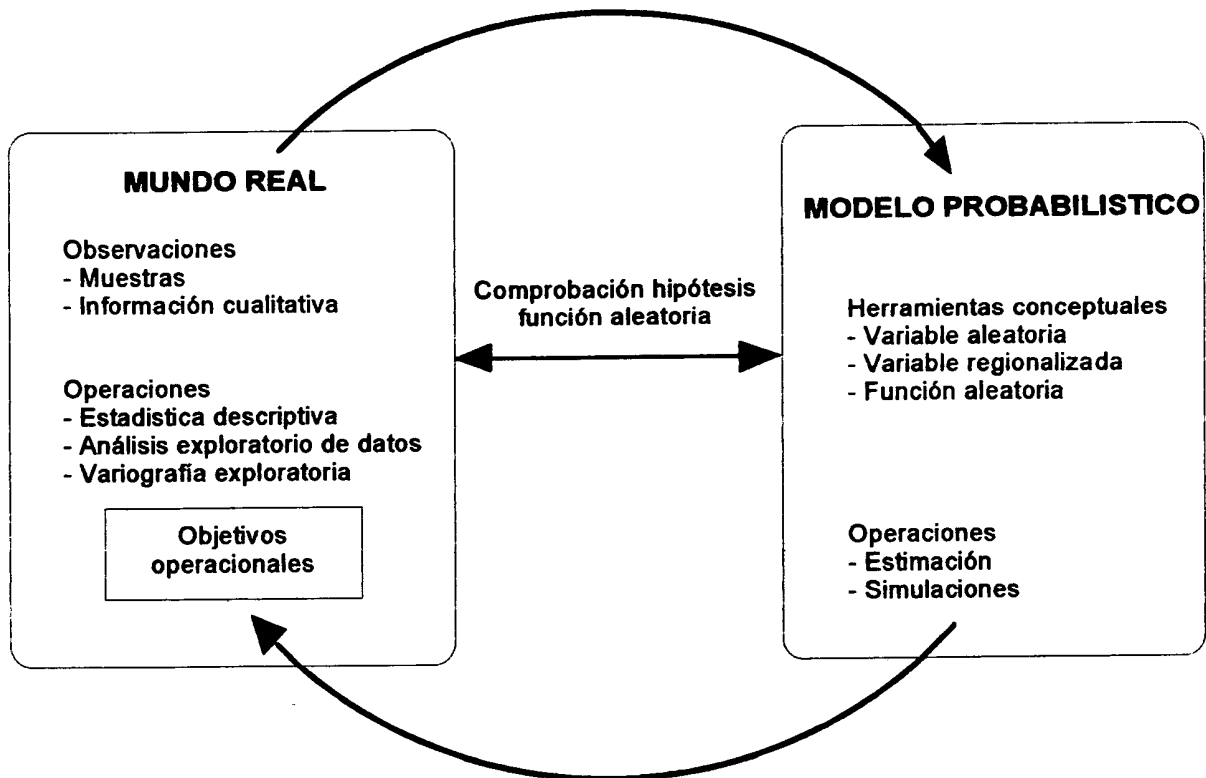


Figura 2. Marco conceptual de la aproximación geoestadística.

Función aleatoria

Una función aleatoria es un conjunto de variables aleatorias, $Z(x)$, donde x es la ubicación que pertenece al área investigada, cuya dependencia de uno con respecto al otro se especifica por unos mecanismos probabilísticos. La función aleatoria expresa el aspecto aleatorio y estructural de un fenómeno natural de la manera siguiente:

- Localmente, el valor puntual $Z(x)$ se considera como una variable aleatoria.
- Este valor puntual $Z(x)$ está también una función aleatoria en el sentido de que por cada par de puntos x , y $x+h$, las variables aleatorias correspondientes $Z(x_i)$ y $Z(x_i + h)$ no son independientes pero se relacionan por una correlación que expresa la estructura espacial del fenómeno.

La variable regionalizada representa al fenómeno (el conjunto de todos sus posibles valores distribuidos en el espacio) es considerado como una realización particular de la función aleatoria construida sobre este fenómeno (el conjunto de una infinidad de variables aleatorias que representan los valores del fenómeno en cada punto del espacio).

Momentos considerados en geoestadística lineal

En la geoestadística lineal son suficientes los primeros momentos de una función aleatoria $Z(x)$. De hecho en la mayoría de las aplicaciones prácticas la información disponible no permite inferir momentos de mayor orden (Samper y Carrera, 1990).

Momento de primer orden o esperanza matemática

El momento de primer orden es la esperanza matemática denominada también como media, es una medida de tendencia central definida como :

$$E[Z(x)] = m(x) \quad (3.1)$$

La función $m(x)$ es conocida como deriva y tendencia, aunque algunos autores prefieren usar el término de deriva.

Momentos de segundo orden

Los tres momentos de segundo orden considerados en geoestadística son los siguientes :

- a. La varianza o momento de segundo orden de $Z(x)$ respecto a $m(x)$:

$$\sigma^2 = Var[Z(x)] = E\left\{[Z(x) - m(x)]^2\right\} \quad (3.2)$$

La varianza es generalmente una función de x .

- b. La covarianza de dos variables aleatoria $Z(x_i)$ y $Z(x_j)$, $C(x_i, x_j)$ definida como :

$$C(x_i, x_j) = E\left\{[Z(x_i) - m(x_i)][Z(x_j) - m(x_j)]\right\} \quad (3.3)$$

Es una función de dos puntos x_i y x_j . Esta función es denominada a veces como función de autocovarianza.

- c. El variograma es definido como :

$$\gamma(x_i, x_j) = \frac{1}{2} E\left\{[Z(x_i) - Z(x_j)]^2\right\} \quad (3.4)$$

De la definición de los momentos de una función aleatoria se puede observar que tanto la varianza como el variograma son siempre positivos mientras que la covarianza puede adoptar valores negativos.

Hipótesis de estacionariedad

Una función aleatoria es estacionaria siempre y cuando la ley de probabilidad de los valores que toma esta función en n puntos arbitrarios no varíe por la traslación del conjunto de esos puntos. Es decir, un fenómeno es llamado estacionario si posee una cierta homogeneidad espacial de naturaleza estadística que hace que se pueda repetir en cualquier punto del espacio (Mora, 1996).

Una función aleatoria es estrictamente estacionaria si su función de distribución es invariante respecto a cualquier variación del vector h , es decir la función de distribución del vector aleatorio $[Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_n)]$ es idéntica a la del $[Z(x_1+h), Z(x_2+h), \dots, Z(x_n+h)]$ para cualquier h (Samper y Carrera, 1990).

Según Mora (1996) se puede suponer entonces que cada realización particular es satisfactoria para tomar en cuenta el conjunto de realizaciones eventuales por lo que la inferencia estadística puede realizarse reemplazando los valores medios del conjunto de realizaciones posibles por medias espaciales sobre una única realización.

En la Figura 3, se muestra las múltiples realizaciones de una variable regionalizada y la aplicación de la hipótesis de estacionariedad.

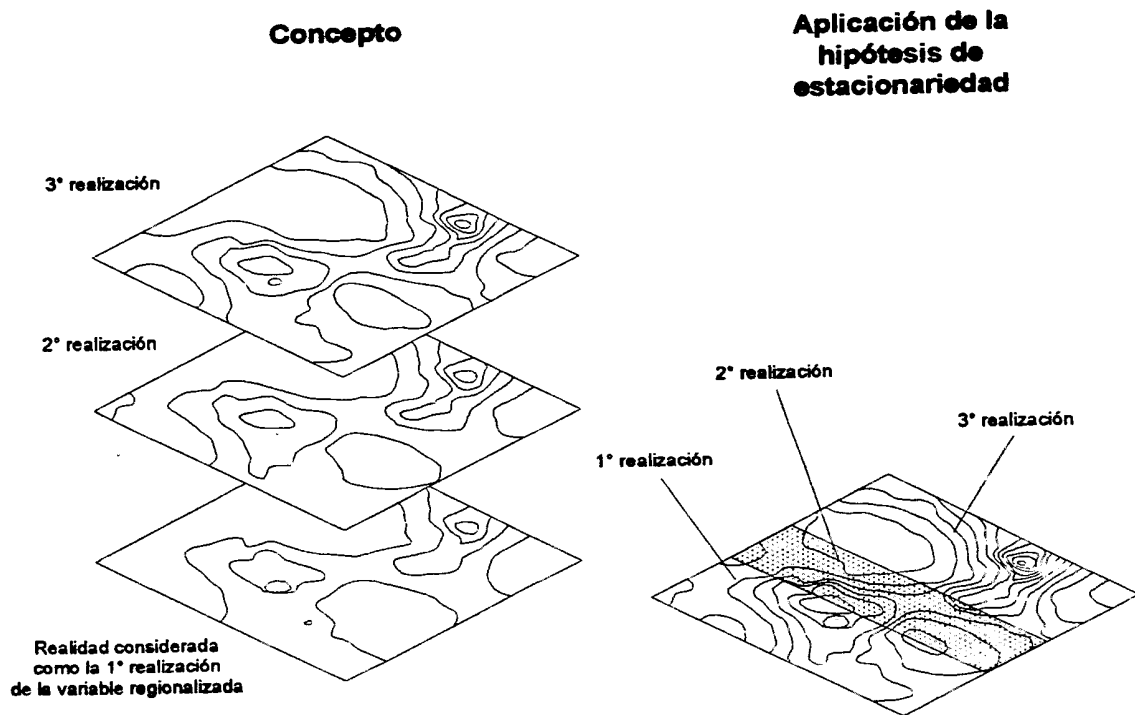


Figura 3. Múltiples realizaciones de una variable regionalizada y la hipótesis de estacionariedad.

Hipótesis intrínseca

Existen funciones aleatorias cuya varianza no existe y sin embargos sus incrementos $[Z(x+h) - Z(x)]$ tienen una varianza finita. Esta es la motivación para definir el concepto de funciones aleatorias

intrínsecas como aquellas cuyos incrementos $[Z(x+h)-Z(x)]$ tienen esperanza matemática y varianzas definidas e independientes de x para todo vector h .

Variograma

La formalización de la variabilidad espacial de la variable regionalizada estudiada se realiza mediante el semivariograma o variograma. El variograma puede considerarse como una función modificada de la covarianza o función de autocorrelación de la teoría de las funciones aleatorias.

La estimación del variograma se realiza en base a los datos y a la estructura del fenómeno. En un principio, si sólo se dispusiese de los datos, el variograma se estimaría directamente a partir de :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} (z(x_i + h) - z(x_i))^2 \quad (3.5)$$

donde γ es el variograma experimental, $Z(x_i)$ son los valores experimentales en los puntos x_i , en los que se dispone de datos tanto en x_i como en $x_i + h$, $N(h)$ es el número de pares de puntos separados por una distancia h .

El variograma mide la variabilidad espacial de un fenómeno de la misma forma en que lo realiza la covarianza, la cual es la más conocida. Cuando la función aleatoria es estacionaria, la relación entre el variograma y la covarianza es directa, tal como se aprecia en la Figura 4. En ella se observa que mientras el variograma crece con la distancia h hasta alcanzar un valor constante, la covarianza decrece desde el valor de la varianza hasta anularse a una cierta distancia conocida como alcance. Esta distancia determina la zona de influencia en torno a un punto, más allá de la cual la correlación espacial es nula.

La Ecuación (3.6) expresa la relación existente entre la varianza y la covarianza. Esta relación reafirma la utilización del variograma en geoestadística.

$$\gamma(h) = \text{Var}(Z) - C(h) \quad (3.6)$$

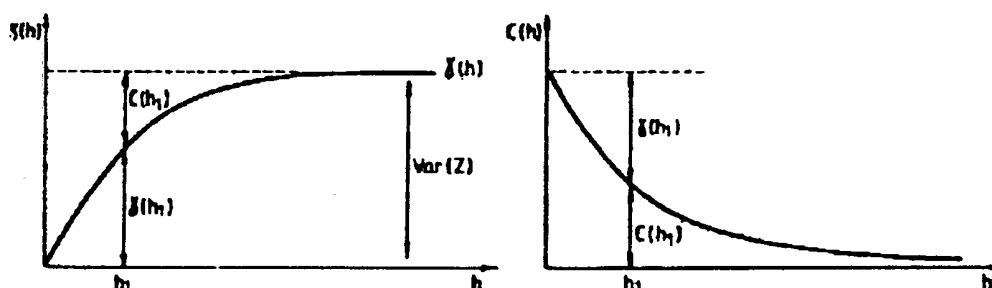


Figura 4. Relación existente entre el variograma y la covarianza

Parámetros del variograma

El variograma es una función monótona no decreciente, ya que al aumentar h también aumenta, al menos en sentido cuadrático, la diferencia entre $Z(x+h)$ y $Z(x)$. La Figura 5 muestra los parámetros de un variograma, los cuales se definen a continuación:

Efecto de pepita puro. Con frecuencia el variograma es discontinuo en el origen, con un salto finito denominado efecto de pepita puro. El origen del término se encuentra relacionado con los yacimientos de oro.

Meseta. Si Z es estacionaria el variograma puede estabilizarse y alcanzar un valor límite constante llamado meseta.

Alcance. La distancia a la cual el variograma se estabiliza se denomina alcance o rango y denota la zona de influencia en la cual la correlación es nula.

Distancia integral. Se define como distancia integral o alcance integral al valor de h en el que las áreas sombreadas de la Figura 5, son iguales. Por lo tanto es la distancia tal que su producto por la meseta es igual al área existente por encima del variograma. La distancia integral suele emplearse para medir el grado de correlación espacial de la variable.

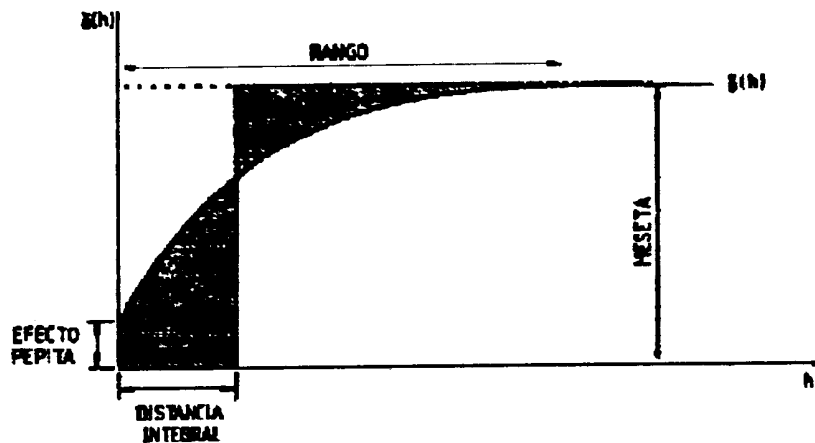


Figura 5. Parámetros del variograma

Modelos de variograma

Los modelos teóricos son funciones que cumplen con ciertas condiciones y son usados en el ajuste de los variogramas.

Dentro de los modelos de variograma se pueden distinguir los siguientes tipos :

Efecto de pepita puro

Este modelo es indicativo de un fenómeno sin ninguna autocorrelación espacial. No es común emplearlo solo, sino en combinación con algún otro. Su ecuación es :

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0 & \text{si } h = 0 \\ S & \text{si } h > 0 \end{cases} \quad (3.7)$$

Modelo esférico

Su ecuación está dada por :

$$\gamma(h) = \begin{cases} \frac{S}{2} \left[3 \left(\frac{h}{a} \right) - \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & \text{si } h \leq a \\ S & \text{si } h > a \end{cases} \quad (3.8)$$

Sus características son el alcance a y la meseta S mientras que la pendiente en el origen es igual a $1,5 S/a$ y la distancia integral λ viene dada por :

$$\lambda = \frac{1}{S} \int_0^a S \left[1 - \frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] dh = \frac{5}{12} a \quad (3.9)$$

El modelo esférico es uno de los más empleado en la práctica. Se caracteriza porque alcanza la meseta a una distancia finita ($h = a$). Es indicativo de fenómenos continuos (o con un conjunto a lo sumo numerable de discontinuidades), aunque no derivables.

Modelo exponencial

Viene dado por

$$\gamma(h) = S \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) \quad (3.10)$$

Por lo tanto, alcanza su meseta de forma asintótica

$$\text{meseta} = \lim_{h \rightarrow \infty} S \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) = S \quad (3.11)$$

Como alcance efectivo a' suele tomarse, para efectos prácticos, la distancia a la cual $\gamma(h) = 0,95S$, que es aproximadamente igual a $a' = 3a$.

La pendiente en el origen S/a , que es menor que la de un variograma esférico con el mismo alcance (a), pero que es mayor a la igualdad de alcance (a). Es decir que la igualdad de alcance en el variograma exponencial crece y se aproxima a la meseta más rápidamente que el esférico. La distancia integral es igual a :

$$\lambda = \frac{1}{S} \int_0^a [S - \gamma(h)] dh = \frac{S}{S} \int_0^a e^{-\frac{h}{a}} dh = a = \frac{a'}{3} \quad (3.12)$$

El variograma exponencial es representativo de fenómenos continuos salvo en un conjunto de puntos (unidimensional), líneas (bidimensional) o planos (tridimensional).

Modelo Gaussiano

Viene dado por la expresión :

$$\gamma(h) = S \left[1 - e \left(-\frac{h^2}{a^2} \right) \right] \quad (3.13)$$

También alcanza su meseta asintóticamente

$$meseta = \lim_{h \rightarrow 0} \gamma(h) = S \quad (3.14)$$

Por lo tanto, no tiene alcance sino que se define a efectos prácticos $a' = \sqrt{3} a$, valor para el cual el variograma es igual a $0,95S$.

Su comportamiento en el origen es de tipo parabólico con pendiente nula es indicativo de una gran regularidad. Su distancia integral resulta ser

$$\lambda = \frac{1}{S} \int_0^a [S - \gamma(h)] dh = \int_0^a e \left(-\frac{h^2}{a^2} \right) dh = \frac{a}{2} \sqrt{\pi} \quad (3.15)$$

que para un mismo alcance, es superior a la de los modelos esféricos y exponencial e indicativa de una mayor estructura espacial. Este modelo se emplea para utilizar fenómenos continuos en todos los puntos y derivables en la mayoría.

El modelo gaussiano presenta problemas de tipo numéricos puesto que para ciertas combinaciones de parámetros no siempre cumple la condición de definido positivo ; esto ha hecho que su empleo en la práctica sea poco habitual.

Modelos monómicos

Son los de la forma

$$\gamma(h) = Kh^\theta \quad (3.16)$$

donde θ ha de pertenecer al intervalo $(0,2)$ sin tomar sus valores extremos. Si $\theta = 0$ corresponde a un efecto de pepita puro y si $\theta \geq 2$ el modelo no sería definido como positivo. Estos variogramas no poseen meseta, pues tiende al infinito cuando lo hace h . Son empleados para representar fenómenos no estacionarios.

Modelos logarítmicos

Son de gran utilidad si el variograma se comporta en forma lineal al usar la escala logarítmica. Su expresión es :

$$\gamma(h) = C \log h \quad (3.17)$$

donde C es una constante. Este variograma no está definido en el origen ni tampoco tiene meseta.

Modelos con efecto agujero

El efecto agujero es indicativo de componentes periódicas o cuasi-periódicas ; es necesario tener muy buena información para determinar que este efecto representa un verdadero comportamiento espacial de la variable analizada. En general estas componentes son muy difíciles de estudiar por efecto de krigeado. Si la periodicidad se conoce bien, lo mejor es filtrarla por algún otro método. Si no existen datos suficientes para asegurar su existencia, entonces puede ser mejor ignorar las posibles ondulaciones del variograma, que pueden ser debidas a muchas otras causas. Los variogramas más comunes con efecto agujero son :

$$\gamma(h) = S \left[1 - \frac{\text{sen}(h)}{h} \right] \quad (3.18)$$

con comportamiento parabólico en el origen y negativo definido en tres dimensiones.

Otra alternativa válida muy acentuada en una dirección es el siguiente modelo :

$$\gamma(h) = S[1 - \cos(h)] \quad (3.19)$$

Este modelo es definido negativo en una dimensión.

La Figura 6, presenta los diferentes modelos de variograma más comúnmente utilizados en la práctica.

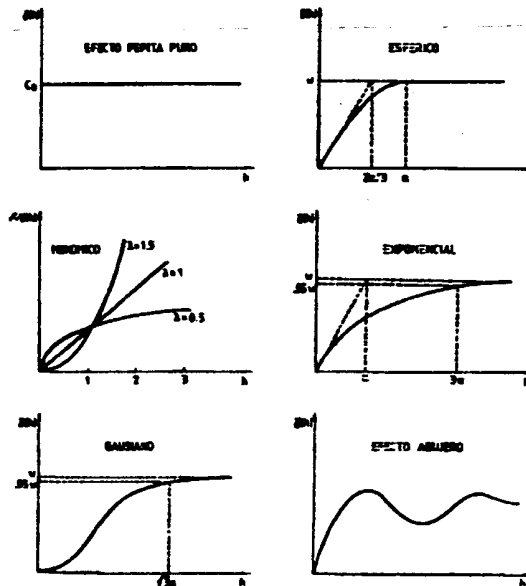


Figura 6. Modelos de variograma (Samper y Carrera, 1990)

Uso de modelos de simulación en aguas subterráneas

Según Samper (1994) un modelo es una representación simplificada de la realidad física. Esta realidad física es el medio subterráneo. Estos modelos son herramientas muy potentes que permiten manejar eficazmente situaciones complejas y tratar el sistema acuífero como un todo, no sin introducir modificaciones (Bachmat et al, 1980).

Guiguer (1991) y Cleary (1991) los definen como instrumentos que ayudan a comprender los procesos físicos, químicos y bioquímicos que tienen lugar en los sistemas de agua subterránea y las interacciones entre éstos, a la vez proveen de información necesaria para lograr un manejo de estos procesos benéficamente y sin daño al entorno.

Gorelick (1983) afirma que los modelos han llegado a ser herramientas para evaluar los impactos prolongados de una extracción sostenida del agua, la interacción entre el agua superficial y el agua subterránea, y la migración de contaminantes químicos.

La evaluación del agua subterránea a través de la simulación de modelos matemáticos permite la cuantificación de los efectos provocados por acciones antrópicas sobre el ambiente. La utilización de modelos de simulación posee una amplia gama de aplicación como, por ejemplo, en la asignación de recursos en la organización de proyectos y la planificación de un programa de monitoreo de calidad del agua (Martin et al, 1991) o implementación de medidas de control; en optimizar el rendimiento de un acuífero (Trilla y Estalrich, 1992) y en la evaluación de los impactos de las descargas de aguas residuales vertidas sobre la corrientes y aguas subterráneas subyacente (Guymon et al, 1992).

Los modelos de agua subterránea son agrupados en dos categorías: cantidad y calidad de agua.

En la categoría de cantidad de agua, los modelos son utilizados en el manejo de acuíferos, diseños de pozos, mejora de la recarga, determinación del rendimiento óptimo, interferencia entre pozos, estudios de flujo de aguas subterráneas y problemas similares.

En la categoría de calidad de agua, los modelos numéricos son usados en el estudio de las consecuencias de la contaminación de las aguas subterráneas, los medios necesarios para evitar la contaminación, y el diseño de medidas de corrección.

La creación de un modelo matemático plantea la solución de la ecuación que rige el movimiento del agua subterránea en el contexto de las particularidades geométricas, hidrogeológicas, hidrológicas, de las condiciones de frontera y de explotación que caracterizan al acuífero en su concepción regional (Bear y Vermuijt, 1987; Llanusa et al, 1990; Samper, 1994).

Al no existir una solución analítica general para este problema, los modelos matemáticos se basan en una aproximación discretizada que permite formular, de forma general, el cálculo numérico de la solución de dicho problema. Su expresión se hace particular con la introducción de las restricciones impuestas por la realidad física del acuífero y por los criterios del hombre.

Dentro de esta concepción general, el funcionamiento del modelo matemático de un acuífero consiste en lo siguiente:

- a) El modelo recibe información sobre la geometría del acuífero y de sus propiedades hidrogeológicas.
- b) El modelo opera sobre un estado inicial conocido del acuífero que se expresa en la forma de un mapa de hidroisohipsas correspondiente a una fecha.

- c) El modelo recibe información sobre las acciones (infiltración, extracciones, etc.) que ocurren a partir de esa fecha y durante un determinado período de tiempo.
- d) El modelo calcula el estado del acuífero al final de este período; que es el resultado de la combinación de los datos expresados en los incisos a, b y c anteriores, y se expresa también en la forma de un mapa de hidroisohipsas correspondiente a la fecha final del período de tiempo seleccionado.

Cualquier variación en los datos de los incisos a, b y c se refleja directamente en el estado final calculado en d.

En efecto, si se simulan situaciones históricas registradas, de forma que las respuestas del modelo deben coincidir con estados previamente conocidos del acuífero, es posible comprobar hasta qué punto se ha logrado un modelo confiable del acuífero capaz de reproducir su comportamiento real.

De esta manera, los modelos de simulación son utilizados a menudo para explorar alternativas de manejo del agua subterránea. En tales casos se procesa un modelo, el cual es ejecutado repetidamente bajo varios escenarios diseñados que intentan alcanzar un objetivo en particular (Bachmat et al, 1980; Gorelick, 1983).

Según Llanusa et al, (1990) los objetivos de los modelos actuales llevan a considerar dos etapas de trabajo:

- En la primera etapa, llamada de calibración, el modelo matemático es una herramienta de trabajo que permite verificar, corroborar, modificar y completar los planteamientos conceptuales previos formulados en el estudio hidrogeológico.
Durante la etapa de calibración se busca reproducir lo más fielmente posible los estados del acuífero. El método empleado para efectuar la calibración es el indirecto o por tanteos, en el cual se repiten las corridas del modelo y mediante variaciones de las propiedades se logra el resultado deseado.
- En la segunda etapa, denominada de pronóstico, el modelo matemático se convierte en un instrumento de planificación, respondiendo a la necesidad de predecir las consecuencias que producirían en los acuíferos, una serie de alternativas de explotación, alcanzando la máxima utilidad si se conocen sus limitaciones. Estas limitaciones tienen dos fuentes posibles:
 - Limitaciones debidas al carácter aproximado del modelo;
 - Limitaciones debidas a las dificultades en la cantidad y calidad de la información.

En la actualidad, con el desarrollo tecnológico de los modelos mediante programas de computación, las limitaciones más importantes son en la cantidad y calidad de la información disponible.

Etapas de calibración

Durante la etapa de calibración se busca reproducir lo más fielmente posible mapas de hidroisohipsas registrados considerados como estados finales del acuífero.

Generalmente, se hacen repeticiones introduciendo cambios en las propiedades hidrogeológicas hasta obtener la coincidencia señalada. Además, otras de las incógnitas es la determinación de la recarga por infiltración a partir de la lluvia.

El método empleado para efectuar la calibración es el indirecto o por tanteos, en el cual se repiten las corridas del modelo y mediante variaciones de las propiedades y de la recarga se logra el resultado deseado. Las variaciones en los datos se realizan a partir de la sensibilidad del modelo, la

información disponible y otros cálculos auxiliares.

Etapa de pronóstico

En la etapa de pronóstico, una vez obtenida la confiabilidad del modelo, se plantea la obtención de los estados finales del acuífero que corresponden a diferentes regímenes de explotación.

Aplicación de métodos geoestadísticos a la hidrogeología

En hidrogeología, la mayoría de los modelos matemáticos utilizados se basan en la teoría de flujo en medios porosos. Estos principios son expresados en ecuaciones de derivadas parciales cuyos parámetros y variables representan las propiedades del medio poroso (transmisividad, coeficiente de almacenamiento, nivel piezométrico, etc.), considerando que sus parámetros son funciones determinísticas en el espacio. La solución de estas ecuaciones se obtienen mediante modelos matemáticos en los cuales los parámetros se representan mediante funciones continuas o discontinuas. Debido a la escasez de información sobre los parámetros, estas funciones representan la variación espacial de los parámetros de una forma uniforme suavizada.

En la realidad, los parámetros hidrogeológicos muestran una variabilidad espacial errática que difícilmente puede ser representada mediante funciones determinísticas. A esta variabilidad natural se le adiciona una variabilidad inducida por los métodos empleados para su determinación, como sucede por ejemplo con la interpretación de los ensayos de bombeo para la determinación de la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento (Bachmat et al, 1980; Bear y Vernuijt, 1987; Samper y Carrera, 1990). Por lo tanto, los valores de estos parámetros son inexactos. Si además, éstos son empleados para estimar los parámetros en zonas del acuífero donde no han sido medidos, se introduce una incertidumbre adicional. Una forma de considerar la aleatoriedad de las variaciones de los parámetros hidrogeológicos y la incertidumbre asociada con la insuficiente información acerca de su distribución espacial consiste en adoptar una interpretación probabilística. De esta forma cada parámetro es una variable aleatoria que posee un conjunto infinito de valores de acuerdo con una distribución de probabilidad, al ser el parámetro una función en el espacio, su interpretación probabilística es la de una función aleatoria. Así las variaciones espaciales del parámetro son una realización de dicha función aleatoria o proceso estocástico. La interpretación estadística de los parámetros tiene la ventaja de permitir estudiar su incertidumbre y la de las predicciones obtenidas con base en las mismas.

Cuando un parámetro hidrogeológico, como la transmisividad, es una función aleatoria, la ecuación del flujo subterráneo se convierte en una ecuación diferencial estocástica y por tanto su variable dependiente, el nivel piezométrico, es también otra función aleatoria. Esta dependencia teórica es una de las causas de las variaciones erráticas de los niveles piezométricos. Otras razones pueden ser:

- errores de interpretación;
- errores de medida; y
- las fluctuaciones temporales con diferentes frecuencias.

La combinación de la variabilidad natural de la transmisividad y el nivel piezométrico produce fluctuaciones similares en la velocidad de flujo, las cuales son responsables de la dispersión de solutos a gran escala.

En la solución de la ecuación del flujo subterráneo mediante métodos numéricos, los parámetros del modelo suelen representar valores medios en ciertas zonas (los elementos en el método de elementos finitos o las celdas en el de diferencias finitas). En la mayoría de los casos, dichos parámetros se tienen que estimar a partir de los valores medidos (generalmente inexactos) en un número finito de puntos del acuífero. Dada la incertidumbre asociada a este proceso de estimación, los parámetros estimados se convierten en variables aleatorias, el modelo numérico es estocástico y sus predicciones son por tanto inciertas. Para minimizar la incertidumbre de las predicciones del modelo los parámetros deben ser estimados con el mínimo riesgo y de forma que la varianza de los errores de estimación sea lo más pequeña posible. Uno de los pre-requisitos para la aplicación de este método de estimación de los parámetros es el conocimiento de los estadísticos espaciales de los datos (Samper y Carrera, 1990).

Los métodos geoestadísticos se basan precisamente en proporcionar herramientas para analizar la variabilidad espacial de los parámetros y variables hidrogeológicas. Su interés ha ido creciendo en los últimos años hasta el punto de haberse desarrollado la Hidrogeología Estocástica como rama independiente de la Hidrología.

Según Samper (1994) los resultados más importantes hasta la fecha de la aplicación de la geoestadística al estudio del ambiente subterráneo, son los siguientes:

1. la explicación de los efectos de escala de la permeabilidad y la dispersividad,
2. la existencia y obtención de parámetros a distintas escalas,
3. el desarrollo de métodos de simulación estocástica condicionada y
4. el desarrollo de técnicas para el diseño óptimo de redes de muestreo y control hidrogeológico.

Candela (1991) resume las aportaciones más importantes de la geoestadística a la hidrogeología, en los siguientes puntos :

- Cartografía
- Simulación de variables hidrológicas
- Estimación basada en la ecuación de flujo
- Redes de muestreo
- Gestión de acuíferos

Cartografía

La cartografía constituye una de las primeras aplicaciones de la geoestadística, dado que al realizar las estimaciones habitualmente en una malla regular facilitaba la utilización del soporte lógico (software) disponible para la cartografía automática. Por otro lado, la obtención de mapas de error asociados daban la idea de la precisión del mapa obtenido. Existen numerosos autores que han utilizado esta técnica para la realización de cartografía automática de variables hidrogeológicas por lo que su cita sería muy extensa. Otra aplicación indirectamente relacionada con la cartografía, es la utilización previa para mejorar la calidad de los mapas producidos, como por ejemplo la utilización de datos de capacidad específica para mejorar la precisión de los mapas de transmisividad.

Simulación de variables hidrológicas

El objetivo es la generación de funciones o conjuntos de valores de una variable hidrogeológica consistentes con la información disponible. Esta técnica ha sido utilizada en la simulación del nivel piezométrico para solucionar la ecuación de flujo. La mayor parte de las aplicaciones se basan en la simulación condicional, cuyo objetivo es generar un conjunto de valores con una determinada media y covarianza y además reproducir los datos observados en distintos

puntos. Una gran parte de estos ejemplos pueden ser observados en los trabajos pioneros de Delhomme (1979).

Cokrigeado

Algunos de los problemas más interesantes de la hidrogeología implican múltiples variables regionalizadas. Por ejemplo, en estudios regionales es habitual trabajar simultáneamente con tres variables espaciales: nivel piezométrico, transmisividad y recarga. El objetivo es describir las relaciones entre estas variables regionalizadas y estimar dos de ellas a partir de la medida de la tercera. El problema se resuelve a través de la generalización de los métodos de estimación geoestadística al estudio de dos o más variables conjuntamente y se conoce con el nombre de cokrigeado. Un estudio sobre la relación entre transmisividad y caudal específico es presentado por Ahmed y De Marsily (1987) citados por Samper y Carrera (1990).

Redes de muestreo

Una de las aplicaciones más relevantes de la geoestadística ha sido su utilización en la optimización de redes de muestreo, y ello debido a dos razones fundamentales :

- cada valor estimado tiene asociada su varianza de estimación ; y
- la varianza de estimación no depende de las observaciones individuales.

Este segundo punto tiene gran importancia al permitir "jugar con los datos" y poder obtener resultados referentes a cuánta fiabilidad se gana al añadir nuevas observaciones a las existentes ; además este proceso puede ser evaluado sin necesidad de realizar ninguna nueva observación.

Los objetivos buscados con el diseño de redes pueden ser varios, como por ejemplo minimizar el error de la estimación al introducir un nuevo punto a la red de muestreo, método conocido como del "punto ficticio". El primer caso al que se aplicó esta metodología corresponde a la cuenca del Kadjemur (Chad), donde la aplicación a datos de precipitación permitió la reducción del error de estimación en un 13%, al incluir un nuevo punto (Delhomme y Delfiner, 1973; citados por Candela, 1991). En otras ocasiones lo que se pretende es la reducción de puntos que deben ser muestreados, sin que afecte esencialmente a la calidad de los mapas obtenidos y a su error. El primer trabajo realizado con el objetivo de reducir puntos de muestreo corresponde a Olea (1975) citado por Candela (1991) y se efectuó sobre el acuífero de "Great Plains" en Kansas. El análisis se basó en estudios de distribución de puntos en función de unos determinados patrones en formas de mallas regulares y su optimización para un caso real. Un análisis semejante se realizó con 120 datos de cloruros correspondientes al año 1965, que pudieron reducirse a 99 puntos con el mismo error de observación y un mapa de distribución de cloruros con idénticas características al inicial. Otra posibilidad consiste en seleccionar un subconjunto óptimo de entre un conjunto dado de puntos de muestreo, pero sin considerar mallas regulares (Samper y Carrera, 1990) ; para ello se utilizan diversas técnicas de optimización. Una de ellas denominada de rama y límite fue utilizada para seleccionar en la cuenca del río San Pedro (Arizona) los pozos que debían ser muestreados para estudiar el contenido de fluor. (Carrera et al., 1990, citados por Samper y Carrera, 1990). De entre los 10 pozos disponibles se seleccionaron 6 como óptimos.

Gestión de acuíferos

La utilización de la geoestadística se aplica en este caso a los problemas asociados a la incertidumbre de los parámetros utilizados en los modelos matemáticos de gestión de acuíferos.

Este tipo de técnicas, aunque no utilizan de forma explícita terminología geoestadística comparten los mismos conceptos que ésta, adquieren su importancia debido a que los parámetros de un sistema no siempre son conocidos con exactitud ; al ser estimados a partir de datos incompletos o que pueden contener errores, es necesario recurrir a estas técnicas para no debilitar los objetivos de la gestión. Gorelick (1983) presenta una revisión crítica de los distintos métodos e identifica las áreas de investigación actuales y futuras.

La imprecisión de los parámetros en los modelos de gestión presenta dos problemas fundamentales :

- Porcentaje en que el error afectará a la solución óptima y a los costos y ganancias asociadas ; y
- Determinación del mejor conjunto de muestras y de tipos de ensayos que minimicen los efectos adversos de la incertidumbre en la mayor parte de los parámetros.

Un ejemplo de aplicación se da en el análisis de riesgo - costo - beneficio en el diseño y gestión de residuos. Los riesgos se basan en la probabilidad de que las barreras de contención fallen y se produzca una contaminación y esta probabilidad de fallo es estimada a partir de la descripción hidrogeológica del medio (Massman y Freeze, 1990; citados por Candela, 1991).

Hidrogeología estocástica

Los fundamentos de la hidrogeología estocástica son el adecuado tratamiento de la heterogeneidad espacial dentro de los modelos a gran escala de los acuíferos, la obtención de los valores medios de los parámetros que se deben utilizar en los modelos de flujo a escala regional y el análisis de la influencia de la heterogeneidad no modelada en la calidad de las predicciones obtenidas con dichos modelos.

La evaluación de la fiabilidad de estos modelos es necesaria para cuantificar el grado de confianza de las predicciones (Samper, 1994).

Los métodos de estudio de la hidrogeología estocástica pueden ser establecidos en varios grupos. El primero integrado por métodos analíticos que parten directamente de las ecuaciones diferenciales. Entre ellos se encuentran el método espectral y el de las perturbaciones. Un segundo grupo de métodos numéricos que trabajan con las ecuaciones discretizadas mediante diferencias finitas o elementos finitos, integrado por métodos que utilizan desarrollo en serie (aproximaciones de primer y segundo orden) y por métodos de simulación de Monte Carlo (Samper y Carrera, 1990).

Numerosos estudios se han realizado sobre el efecto de la aleatoriedad de la permeabilidad K en las predicciones de los niveles h , entre las que se encuentran las de Alonso y Krizek (1975) citado por Samper (1994), Freeze (1975), Smith y Freeze (1979) y Dagan (1986) citado por Samper (1994), los cuales mediante una serie de simulaciones de Monte Carlo obtuvieron que las variaciones de K tienen efectos notables en h , cuando la varianza de $\ln K$ es grande. Los principales resultados obtenidos hasta la fecha se refieren a:

1. la solución de la ecuación de flujo estocástico (determinación de los momentos de h en función de los momentos de $\ln K$),
2. la obtención de la expresión del tensor equivalente de permeabilidad y
3. la solución de la ecuación del transporte de solutos.

De acuerdo con Delhomme (1979) el propósito de la simulación condicional es aplicar este análisis a la incertidumbre resultante de la variabilidad espacial de los parámetros hidrogeológicos, como la transmisividad. Básicamente, el método es una técnica tipo Monte Carlo (aquí la simulación

se entiende en un sentido estadístico) para generar campos bi o tridimensionales. Se debe dar énfasis a dos rasgos particulares. Primero, los valores simulados de un parámetro hidrogeológico tienen la misma estructura de autocorrelación como el campo verdadero. Segundo, las ubicaciones de la prueba de bombeo son consistentes con los valores observados. Así, simulaciones condicionales diferentes de un depósito se pueden considerar como posibles versiones de realidad. Usando estas mismas técnicas de simulación condicional, se pueden realizar numerosas simulaciones del flujo de agua subterránea, correspondiendo a probables realizaciones y posibles comportamiento del sistema acuífero, obteniendo de esta forma las probabilidades de ocurrencia para un determinado valor de una variable.

Simulación

Según Edelman (1979) la simulación estudia un sistema para conocer cómo cambian sus estados y predecir y controlar dichos cambios.

Maisel y Gnugnoli citados por Coss (1994) definen a la simulación como una técnica numérica para realizar experimentos que involucran ciertos tipos de modelos matemáticos y lógicos que describen el comportamiento de sistemas de negocios, económicos, sociales, biológicos, físicos o químicos a través de largos períodos de tiempo. Para Shannon, citado por el mismo autor, la simulación es el proceso de diseñar y desarrollar un modelo de un sistema o proceso y conducir experimentos con este modelo con el propósito de entender el comportamiento del sistema o evaluar varias estrategias con las cuales se puede operar el sistema.

En geostatística, el objetivo de la simulación es la generación de funciones o conjuntos de valores de una variable hidrogeológica consistentes con la información disponible.

La simulación estocástica de una función aleatoria, dada su función de distribución, consiste en generar posibles realizaciones de dicha variable aleatoria.

Según Mora (1996) debido a que la información que a veces se dispone sobre una variable aleatoria solo permite la inferencia estadística de sus dos primeros momentos, se desea que los valores simulados preserven la media, la varianza y la covarianza de la función aleatoria. A este tipo de simulación se la denomina simulación no condicionada.

La simulación condicional es aquella en la cual los valores simulados están condicionados a los valores observados.

La transformación de la variable original se realiza con la finalidad de que el histograma de los valores observados siga una distribución normal, así los valores simulados poseerán el mismo histograma de los valores observados.

Un segundo objetivo de la simulación de una función aleatoria es generar valores de los parámetros necesarios en la simulación estocástica de ciertos procesos, como en la simulación estocástica del transporte de solutos mediante valores simulados de transmisividades y niveles piezométricos.

Los métodos de simulación utilizados son : el método espectral, el de las bandas rotantes y el matricial, de los cuales los dos primeros producen simulaciones no condicionadas que han de condicionarse posteriormente.

De acuerdo con los objetivos del estudio, a continuación se desarrolla una revisión sobre el método de las bandas rotantes.

Simulación por el método de las bandas rotantes

El método de las bandas rotantes fue desarrollado por Matheron (1973) siendo aplicado de forma muy extensa por sus colegas de la Escuela de Minas de París (Journel, 1974; Chiles, 1977; Journel y Huibregts, 1978; Delhomme, 1979 citados por Samper y Carrera, 1990).

El método de las bandas rotantes se basa en generar simulaciones a lo largo de una serie de líneas en el espacio en vez de simular directamente la función aleatoria bidimensional o tridimensional. Posteriormente, a cada punto en el espacio se le asigna la suma ponderada de los valores simulados en cada una de las líneas.

Según Samper y Carrera (1990), con esta transformación el costo de simulación se reduce sustancialmente. De hecho dicho costo resulta ser proporcional a la raíz cuadrada del número de puntos simulados.

Formulación básica del método

Sea P la región en dos o tres dimensiones donde se quiere generar simulaciones en una serie de puntos a lo largo de una malla. La Figura 7 muestra un ejemplo en dos dimensiones. En un sistema de coordenadas X - Y con origen en 0 se generan una serie de líneas i cuyo azimut θ_i es una variable aleatoria uniformemente distribuida entre 0 y 2π . A lo largo de cada línea i se genera a su vez una relación de una función aleatoria unidimensional de media nula y covarianza $C_1(h_i)$, donde h_i es la coordenada a lo largo de la línea i. Si N es el punto en la región P donde se desea simular $Z(x)$, N se proyecta sobre cada una de las líneas y se le asigna un valor $Z_i(h_{Ni})$ correspondiente a la contribución de la línea i, donde h_{Ni} es la proyección de N sobre la línea i. Sea u_i el vector unitario a lo largo de la dirección i con lo que $h_{Ni} = x_N \cdot u_i$ donde (\cdot) denota un producto escalar. Finalmente, si L es el número total de líneas, el valor simulado en el punto N viene dado por :

$$Z_S(x_N) = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^L Z_i(x_N \cdot u_i) \quad (3.20)$$

donde puede verse que al igual que los Z_i , Z_S tiene media nula.

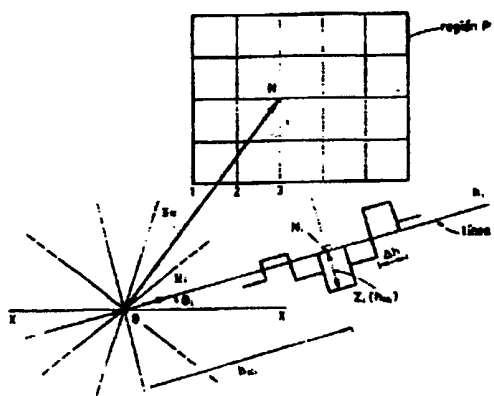


Figura 7. Representación esquemática del método de las bandas rotantes (Samper y Carrera, 1990)

La cuestión como se plantea es la forma que debe tener C_1 para que Z_s en la Ecuación (3.20) tenga la covarianza $C(h)$. Journel y Huijbregts (1979), obtienen $C_1(h)$ en el caso tridimensional a partir de $C(h)$ como

$$C_1(h) = \frac{d}{dh} [hC(h)] \quad (3.21)$$

Donde h es un escalar por tratarse de covarianza isotrópicas. Para el caso bidimensional la relación análoga es algo más complicada (Chiles, 1977; Mantoglou y Wilson, 1982; Mantoglou, 1987; citados por Samper y Carrera, 1990).

$$\int_0^h \frac{C_1(t)}{\sqrt{h^2 - t^2}} dt = \frac{\pi}{2} C(h) \quad (3.22)$$

ya que $C_1(h)$ no es una función explícita de $C(h)$ como en el caso tridimensional.

Las condiciones expresadas en las Ecuaciones (3.21) y (3.22) están obtenidas en el límite cuando el número de líneas L tiende a infinito y cuando su orientación θ_i es aleatoria con distribución uniforme. Journel y Huijbregts (1979) demuestran que dichas relaciones siguen siendo válidas incluso en el caso en el que las líneas se distribuyen uniformemente con orientaciones θ_i prefijadas (no aleatorias). Más aún, cuando las orientaciones no son aleatorias la covarianza de los valores simulados converge más rápidamente hacia la covarianza deseada $C(h)$ por lo que esta disposición de las líneas es preferible.

El proceso de generación de valores simulados en cada una de las líneas se realiza de forma discreta, es decir, cada línea se divide en una serie de intervalos. Las líneas (para dos dimensiones) o planos (para tres dimensiones) perpendiculares a la línea en los extremos de cada intervalo definen una serie de bandas. Puesto que las líneas pueden obtenerse unas a partir de otras por rotación, lo mismo sucede con las bandas.

Comparación del método de las bandas rotantes y otros métodos de simulación

Para una precisión prefijada, el tiempo de computador (segundos) requerido por los métodos espectrales es proporcional al número de simulaciones N_s y al número de puntos simulados. Para el método de las bandas rotantes, sin embargo, dicho tiempo es proporcional a $L N_s D / \Delta l$ donde L es el número de líneas, Δl es el ancho de banda y D es la diagonal principal (máxima distancia de la región P simulada). Para una precisión dada (L y Δl constantes), el tiempo es proporcional a $D N_s$. Puesto que el número de nodos N_p en la región P (malla rectangular) es aproximadamente proporcional a D^2 , se obtiene finalmente que

$$t_{MBR} = \alpha N_s \sqrt{N_p} \quad (3.23)$$

donde α es una constante de proporcionalidad. Nótese que t_{MBR} , al depender de D , depende de la geometría de la región P . El método de las bandas rotantes es por tanto más eficiente para regiones cuadradas.

La Figura 8 muestra el tiempo de computador requerido por los métodos espectrales y por el método de las bandas rotantes para la simulación de una función aleatoria bidimensional. Puede verse en dicha figura cómo para un mismo número de nodos, el método de las bandas rotantes es más eficiente. Dentro del MBR, la generación es más costosa, si bien es más general en cuanto al rango de covarianzas que puede aceptar.

Para el método matricial de descomposición de la matriz de covarianza, el tiempo t_{MM} requerido tiene dos componentes :

$$t_{MM} = \alpha_1(N_p)^2 + \alpha_2 N_s N_p \quad (3.24)$$

donde $\alpha_1(N_p)^2$ es el tiempo requerido para la descomposición de la matriz de covarianza (la cual se hace una vez nada más) y $\alpha_2 N_s N_p$ es el tiempo requerido para la multiplicación de la matriz por el vector de números aleatorios.

A la vista las Ecuaciones (3.24) y (3.25) la conclusión que podría obtenerse es que el método de las bandas rotantes es mucho más eficiente que el método matricial. Sin embargo, hay que destacar que el número de puntos simulados N_p para un mismo problema no sólo es diferente para ambos métodos sino que además es mucho mayor para el método de las bandas rotantes. Mientras que en el método de las bandas rotantes los puntos simulados son todos los puntos de una malla regular, en el método matricial el número de puntos simulados puede ser cualquiera y distribuidos de cualquier forma en el espacio.

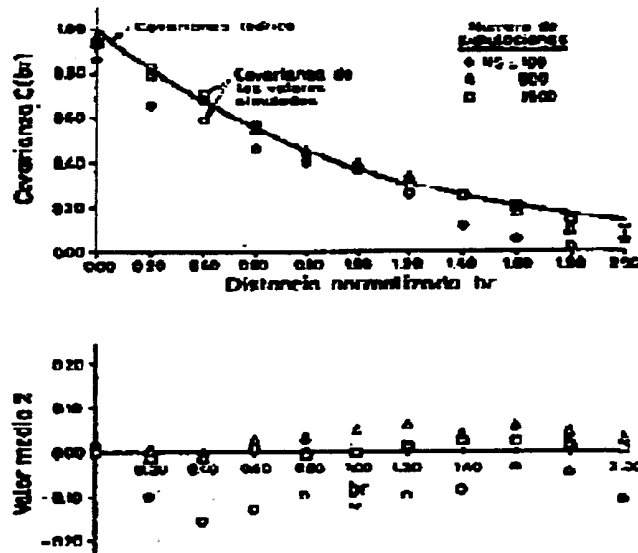


Figura 8. Comparación del método de las bandas rotantes y de los métodos espectrales (Mantoglou y Wilson, 1981; citados por Samper y Carrera, 1990)

Modelamiento del flujo de agua subterránea mediante el método de elementos finitos

El método de elementos finitos proporciona una técnica de modelamiento para el cálculo de los efectos en el sistema acuífero, producidos en el tiempo y el espacio por las variables actuantes (caudales de descarga y recarga) y los cambios que puedan surgir en el sistema.

Este método permite una mayor precisión en la representación de la geometría del sistema

acuifero y tiene la flexibilidad de involucrar condiciones complejas de frontera. Esta última es una de las mayores ventajas con respecto a las otras técnicas de modelamiento tal como de diferencias finitas.

La ecuación de continuidad para el flujo de agua subterránea en un acuifero confinado, anisotrópico, tridimensional, en régimen permanente puede ser expresado como:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (3.25)$$

donde h representa la carga hidráulica total y K la conductividad hidráulica. En general K_{xx} , K_{yy} , K_{zz} pueden ser funciones del espacio $K = K(x,y,z)$, de este modo la ecuación anterior describe el flujo de agua subterránea bajo condiciones de equilibrio en un medio heterogéneo y anisotrópico.

La Ecuación (3.25), conjuntamente con las especificaciones de flujo y/o condiciones de frontera del sistema acuifero y la condición inicial, constituye el modelo matemático de flujo de agua subterránea.

La técnica de elemento finito involucra resolver la ecuación diferencial de flujo del agua subterránea por medio del cálculo variacional. La solución a esta ecuación es equivalente a encontrar una solución para h que minimiza la función variacional (Todd, 1980; Bear y Verruijt, 1987 y Hurr, 1970).

Para obtener una solución numérica de la Ecuación (3.25), el acuifero es subdividido en "elementos finitos". La Figura 9, muestra un ejemplo de tal elemento dentro de un acuifero. El tamaño y la forma de los elementos finitos son arbitrarios, generalmente es triangular. Los elementos son más pequeños donde el flujo está más concentrado, tal como en las proximidades de un pozo.

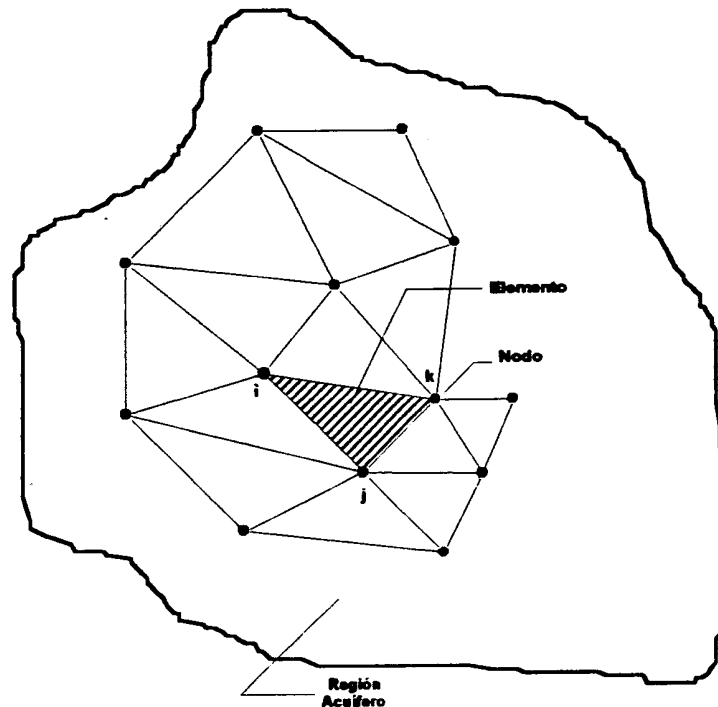


Figura 9. Malla de elementos finitos y detalles de la misma

Después de discretizar la ecuación diferencial del flujo correspondiente al régimen estacionario se obtiene una ecuación de la forma siguiente :

$$A h = b \quad (3.26)$$

donde h es el vector de valores del nivel piezométrico en los N nodos de la malla de elementos finitos, b es el vector término independiente que engloba las fuentes y sumideros así como las condiciones de frontera y A es una matriz simétrica ($N \times N$) de "conductancias" entre los nodos que dependen de la geometría de la malla y de las conductividades hidráulicas o transmisividades.

Las componentes de la matriz A , para el caso del flujo horizontal, son funciones lineales de las transmisividades de los elementos.

Si las transmisividades constituyen un proceso estocástico, el sistema lineal de ecuaciones se convierte en un sistema lineal de ecuaciones estocásticas y los niveles h pasan a ser a su vez variables aleatorias. Una forma de resolver este sistema de ecuaciones estocásticas consiste en desarrollar la variable dependiente h en series de perturbaciones de los parámetros (transmisividades) respecto a los valores esperados. Este desarrollo en serie se utiliza posteriormente para deducir los momentos estadísticos (normalmente los dos primeros) de h en función de los momentos de los parámetros.



CAPITULO IV

SIMULACION ESTOCASTICA DEL ACUIFERO DEL VALLE DE QUIBOR

Metodología

La metodología aplicada en el presente trabajo parte de la suposición de que Z representa la transmisividad y se desea conocer los estadísticos de los niveles piezométricos, representados por h , en un acuífero. La simulación estocástica de los niveles requeriría de los siguientes pasos:

1. Caracterizar geoestadísticamente las transmisividades. Asumiendo que Y es una función aleatoria estacionaria que representa a Z , de la cual se conoce su covarianza.

Según Samper y Carrera (1990), la caracterización geoestadística o análisis estructural implica

- Estudio conceptual del fenómeno
 - Estudio de los datos, distribución de la variable y preparación de datos
 - Cálculo del variograma muestral
 - Estimación del variograma
2. Construcción de un modelo numérico que permita calcular los niveles conocidas las transmisividades, bajo un flujo en régimen permanente.
 3. Realizar una simulación usando la caracterización del primer paso mediante el método de simulación condicional de las bandas rotantes. Sea y_i una de dichas realizaciones.
 4. Emplear y_i para calcular h_i mediante el modelo numérico.
 5. Repetir los pasos (3) y (4) hasta que se establezcan la media y la varianza muestrales.

En la Figura 10, se presenta un esquema ilustrativo de las distintas fases del proceso de simulación estocástica.

Desarrollo de la metodología

El estudio se desarrolló de acuerdo a la metodología anteriormente descrita mediante las siguientes etapas:

Recopilación y análisis de la información disponible

La información utilizada en el presente trabajo corresponde a la proporcionada por el MARNR-Región Lara y a estudios realizados en el Valle de Quíbor. La recopilación de la información permitió, mediante un análisis, caracterizar el sistema acuífero.

Inventario de las fuentes de agua subterránea

Las primeras mediciones de niveles se realizaron entre 1962-1963, pero es hasta 1975 cuando los niveles de los pozos son medidos en forma periódica, por intermedio de una red de observación diseñada por el MOP (hoy MARNR, Región Lara).

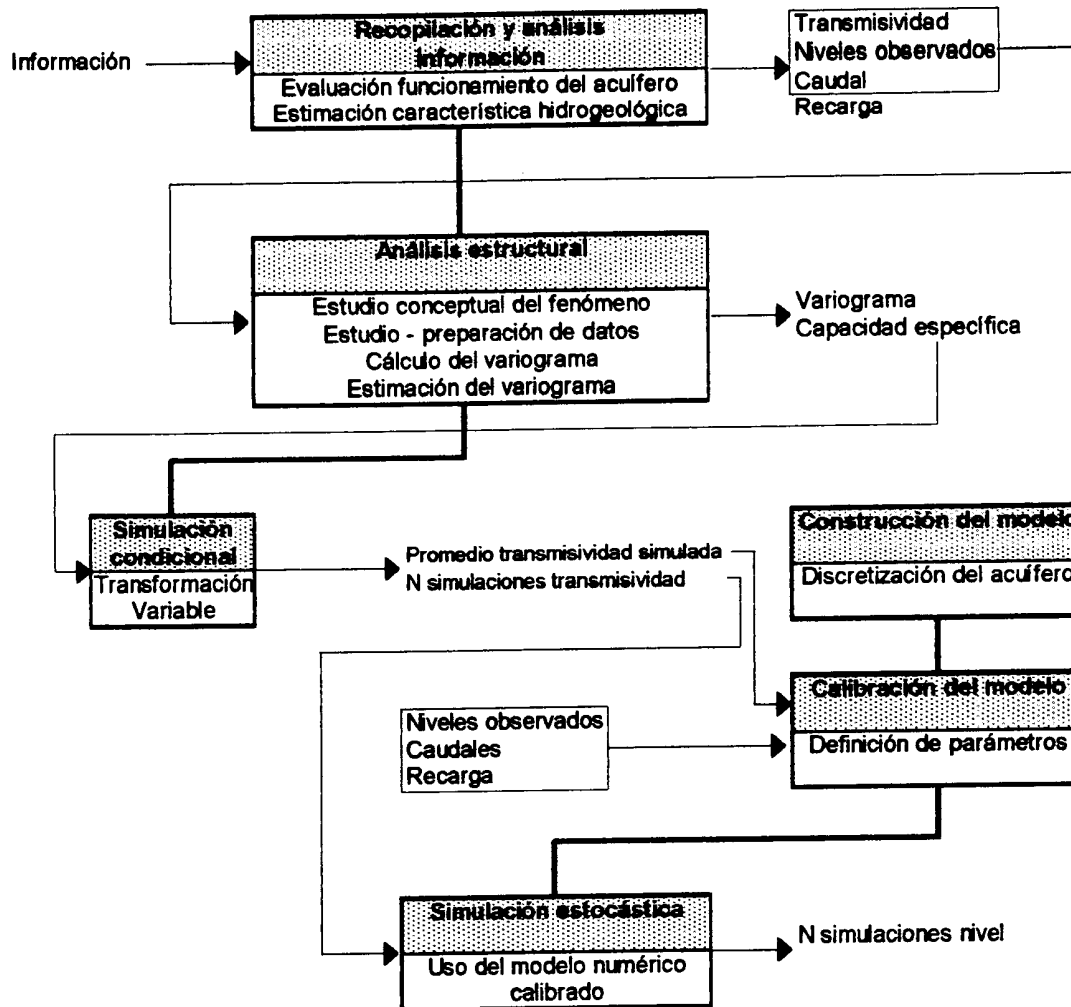


Figura 10. Esquema ilustrativo de las distintas fases de la simulación estocástica

En esta fase, se identificaron las fuentes de agua subterránea ubicadas en el Valle de Quíbor. Para tal efecto, con la información proporcionada del inventario efectuado durante Agosto a Octubre de 1995 por el MARNR - Región Lara, se realizó la actualización de los datos y características técnicas de los 145 pozos ubicados en el valle, los cuales comprendieron la infraestructura de captación, los caudales de explotación de los pozos, niveles estáticos y dinámicos.

En el Apéndice 1, se presenta el inventario de los pozos existentes en el Valle de Quíbor. Del cuadro, puede obtenerse que la profundidad de los pozos inventariados varía entre 6 m (6171010A) a 280 m (6170046A) y los caudales de explotación para la fecha del inventario fluctúan entre 0,7 l/s (6170046A) a 61 l/s (60700147A).

Para el análisis se tomaron 36 pozos correspondientes a la zona central del Valle de Quíbor, pertenecientes a la serie 6070, los cuales fueron seleccionados con base en dos aspectos. Primero, la disponibilidad de información sobre niveles y caudales. Segundo, es la zona en donde se concentran la

mayor cantidad de pozos profundos con volúmenes de extracción considerables. En la Tabla 1, se presentan los pozos seleccionados y en la Figura 11, la ubicación de los pozos en coordenadas UTM.

Tabla 1. Pozos seleccionados en el Valle de Quibor

Identificación Pozos	Norte UTM	Este UTM	Cota msnm	NE m	ND m	Q l/s
LA6070018A	430526,81	1101582,20	611	101	122	40,4
LA6070021A	430120,85	1104187,24	642	7	92	13,3
LA6070029A	430057,75	1100271,83	620	108	115	27,6
LA6070030A	429770,68	1099880,51	665	90	102	22,0
LA6070035A	429902,34	1098163,51	699	6	115	21,9
LA6070036A	433820,24	1104148,45	640	109	130	13,3
LA6070039A	434486,29	1102242,75	648	8	103	31,0
LA6070043A	434863,87	1098865,57	688	121	125	16,2
LA6070074A	434098,66	1103410,69	637	90	125	11,7
LA6070075A	434094,51	1103465,70	638	100	125	13,3
LA6070097A	431559,56	1101301,44	647	6	115	30,0
LA6070118A	427020,21	1101923,13	639	45	85	5,0
LA6070121A	430026,12	1102655,77	605	91	106	21,0
LA6070134A	435953,31	1095484,07	720	30	174	17,5
LA6070135A	434722,55	1096258,96	698	90	159	24,2
LA6070136A	430815,90	1095479,00	705	105	163	27,6
LA6070137A	428842,85	1097822,75	654	117	137	20,0
LA6070138A	429353,40	1097959,84	660	95	137	60,0
LA6070140A	432338,33	1098343,44	672	129	139	30,0
LA6070141A	430234,22	1101356,13	660	104	121	40,0
LA6070142A	430574,47	1101975,71	657	86	120	24,0
LA6070143A	430426,70	1097368,90	669	30	141	32,0
LA6070144A	430187,33	1097136,67	673	40	138	16,0
LA6070145A	430229,53	1097777,96	671	10	134	30,0
LA6070146A	430548,66	1098282,05	669	40	130	24,0
LA6070147A	430190,08	1099271,99	666	90	117	61,0
LA6070148A	433401,93	1101986,16	655	80	124	6,0
LA6070149A	433591,75	1102113,76	657	55	124	20,0
LA6070150A	433552,48	1104027,40	639	105	134	4,0
LA6070151A	433878,18	1102917,05	636	100	120	2,6
LA6070153A	433547,82	1101387,14	662	58	128	7,0
LA6070155A	435775,58	1102049,99	662	135	140	7,0
LA6070156A	433990,14	1098716,44	681	130	157	24,0
LA6070160A	434678,19	1098193,70	683	135	140	16,0
LA6070161A	433910,33	1103429,16	632	90	125	8,0
LA6070163A	430235,17	1099014,53	659	80	117	60,0

donde : N.E. = nivel estático
 N.D. = nivel dinámico
 Q = caudal de explotación

Evaluación del funcionamiento del acuífero

La evaluación del funcionamiento del acuífero permite el conocimiento de la superficie piezométrica, de la dirección del flujo y de la recarga natural tomando en cuenta las características hidrogeológicas del mismo.

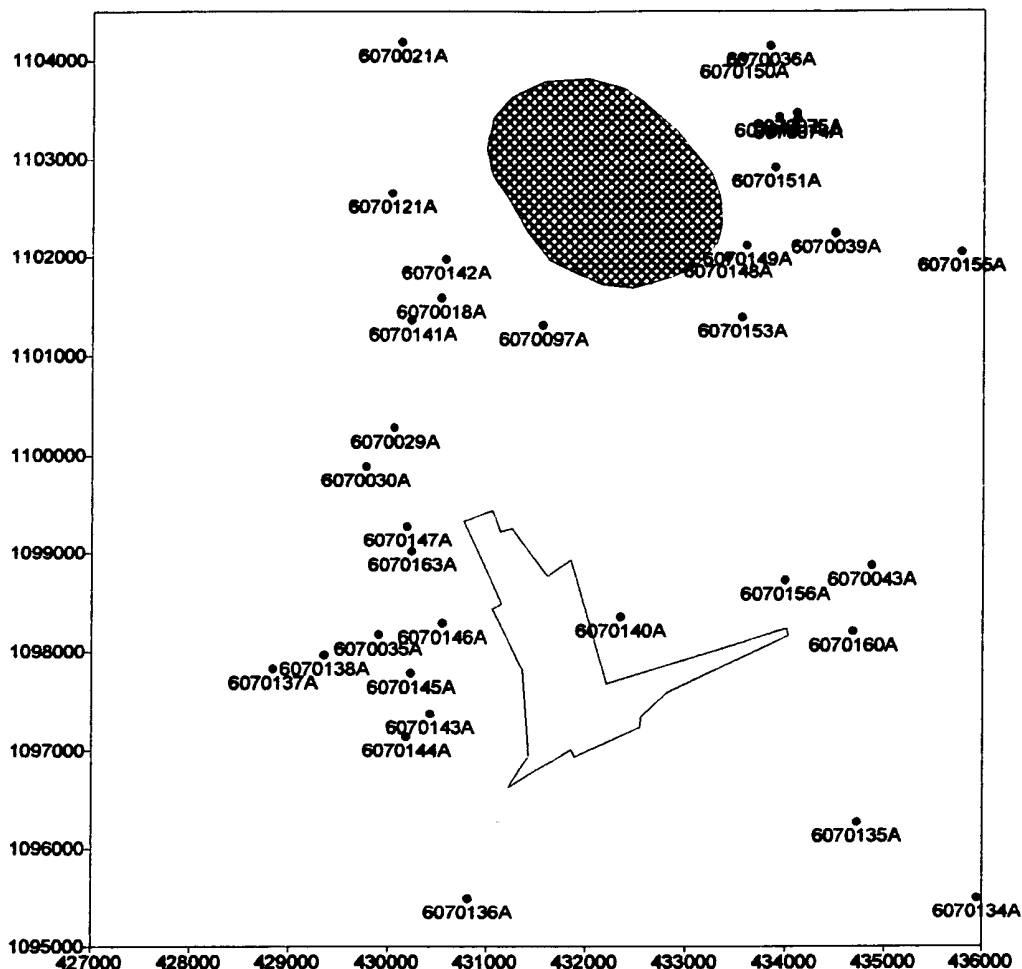


Figura 11. Ubicación de los pozos seleccionados en el Valle de Quibor

Recarga del acuífero.

Según Aguilera y Padilla (1963) citados por Torres (1993) la recarga en el valle se debe a la filtración directa de las aguas que caen sobre la cuenca, la infiltración de las aguas superficiales escurridas sobre la cuenca, la infiltración del agua de riego y al movimiento del agua subterránea desde cuencas adyacentes.

En 1980 Carvajal, citado por Torres (1993) afirma la existencia de dos zonas de recarga situadas al Norte de la quebrada Baragua y al Sur de la quebrada Atarigua.

Vignati (1987) citado por Torres (1993) aplicando el modelo SIMULACI para el cálculo de la recarga directa, estimó que ésta resulta nula para el acuífero.

En 1989, Alvarado asume que la recarga del acuífero se encuentra por el orden de los $14Mm^3$ al año.

Según Torres (1993), se ha producido una disminución en los niveles como consecuencia de la explotación intensiva, donde la única recarga que alimenta al acuífero es la proveniente de la zona montañosa, que llega por las diferentes quebradas hasta filtrarse en los estratos fluvio-lacustre; además de un continuo bombeo de los pozos, los cuales operan las 24 horas del día durante todo el año.

El mismo Torres, citado por Mora (1996), determinó que el flujo de recarga está dirigido hacia el centro del valle, formando un cono de depresión hacia el Noroeste de la unidad de Quíbor.

Morfología de la superficie del agua subterránea

La morfología de la superficie del agua subterránea es analizada con base en las curvas de contorno (hidroisohipsas), la cual se presenta en la Figura 12. Las curvas de contorno del agua subterránea se encuentran comprendidas entre las cotas 540 y 680 msnm, observándose la formación de un cono de depresión, ya advertido por Alvarado (1989) y Torres (1993), como consecuencia de la ubicación en la zona central de los pozos de mayor profundidad, los cuales varían la dirección del agua subterránea.

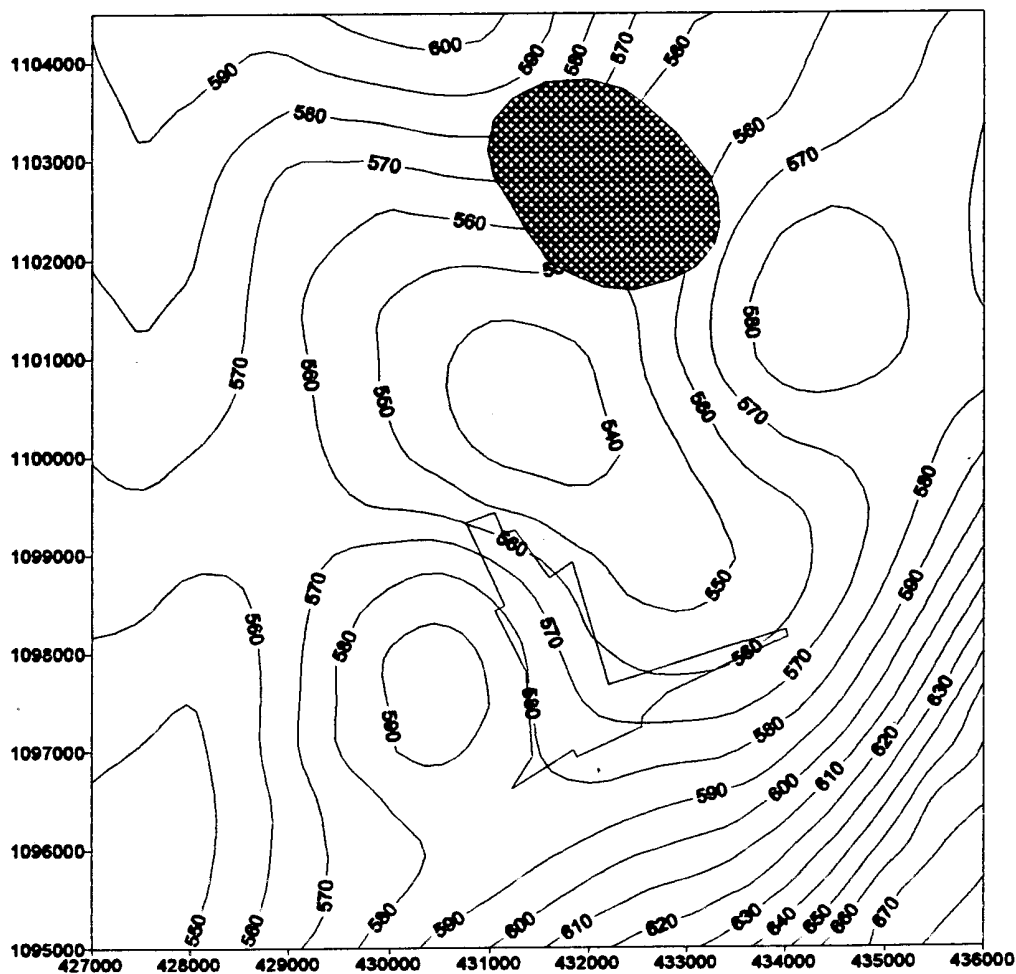


Figura 12. Curvas de contorno del agua subterránea en el Valle de Quíbor

El gradiente promedio de la superficie freática varía entre 2,17% a 3,8%, el mayor gradiente se observa entre los pozos LA6070134A y LA6070135A, producto de la presencia de la quebrada Barrancos. La presencia de estas quebradas hacen más marcado este efecto. El menor gradiente se observa en la sección comprendida entre los pozos LA6070021A y LA6070121A, donde el acuífero tiene una menor densidad de pozos de explotación.

La recarga subterránea es la proveniente del sector Sureste perteneciente a la zona montañosa, que llega por las diferentes quebradas hacia los estratos fluvio-lacustre, donde se produce una infiltración profunda del agua hasta alcanzar la zona saturada que recarga al acuífero.

Estimación de las características hidrogeológicas

Los parámetros hidráulicos del acuífero tales como transmisividad y coeficiente de almacenamiento, son obtenidos a partir de las pruebas de bombeo del acuífero a caudal constante.

Evolución de la transmisividad.

Los valores de transmisividad obtenidos en los últimos años, se sitúan entre 50 y 3000 m²/d con un promedio de 960 m²/d. En 1993 Jégat y Torres, citados por Mora (1996), estiman que el coeficiente de almacenamiento se encuentra entre 0,01 y 0,09 con un promedio de 0,06, valor que es característico de un acuífero libre.

Para la determinación de dichos parámetros hidráulicos del acuífero se realizó un análisis de la información recopilada por Torres en 1993, sobre pruebas de bombeo efectuadas. Los resultados obtenidos de la información se presentan en la Tabla 2.

Tabla 2. Pruebas de bombeo realizadas en el Valle de Quibor.

Identificación Pozos	Transmisividad (m²/d)	Año de la prueba de bombeo
LA6070048A	512,0	1981-1982
LA6070049A	125,1	1992
LA6070050A	125,1	1992
LA6070073A	213,0	1978-1979
LA6070074A	213,0	1978-1979
LA6070103A	512,0	1981-1982
LA6070139A	2128,0	1978-1979
LA6070140A	2128,0	1978-1979
LA6070155A	400,0	1981-1982
LA6070161A	213,0	1978-1979
LA6171028A	429,9	1992
LA6171029A	429,9	1992

Análisis estructural.

Las etapas anteriormente desarrolladas permiten obtener una visión conceptual del fenómeno mediante un conocimiento de sus causas y características hidrogeológicas. Requiere de una interpretación preliminar de los datos a objeto de eliminar aquellos que son erróneos (niveles por debajo del fondo del pozo) y confirmar o desechar una hipótesis. De este análisis y estudio de los datos, surge como consecuencia la conveniencia de realizar una preparación de datos o anamorfosis. Esta decisión se ve apoyada en el cálculo del variograma, debido a que tiene un comportamiento mejor al presentar menos

oscilaciones y mostrar más claramente la estructura de la variable transformada que sin transformar. Según Samper y Carrera (1990), en hidrogeología es frecuente realizar la transformación logarítmica para las transmisividades y para las concentraciones de algunas sustancias químicas.

Mora (1996), establece que con la finalidad de caracterizar el comportamiento estructural de los datos, se realiza el análisis de variabilidad espacial de cada parámetro, para posteriormente ajustar el variograma definido a un modelo teórico.

Prueba de hipótesis de normalidad.

La prueba de distribución normal se utiliza de forma amplia por ser una de las distribuciones probabilísticas que mejor adaptación posee en la evaluación de los fenómenos aleatorios. Además, muchos de los parámetros hidrogeológicos parecen seguir una distribución logarítmica normal, dicha transformación la convierte en una distribución normal.

La prueba de ajuste utilizado es la de Smirnov - Kolmogorov y se efectúa tanto a los datos de CE como a la variable transformada (ln CE) los cuales corresponden a los 36 pozos seleccionados. Para la realización de la prueba se utiliza el programa AJUSTE realizado por Duque (sin publicación).

El criterio de aceptación o rechazo de la prueba asumido es el correspondiente a un nivel de significación α igual a 0,05.

De los resultados de la prueba de normalidad para la CE se determina que la variable sigue una distribución normal, obteniéndose un valor máximo observado de 0,216 muy cercano al valor crítico establecido de 0,226.

Posteriormente, se realiza la transformación logarítmica de los datos para verificar si éstos siguen una distribución normal. La conclusión de la prueba fue de aceptación del ajuste, con un valor observado máximo de 0,117201 y un valor crítico de 0,226.

La Tabla 3 muestra los resultados de la prueba de normalidad y en el Apéndice 2 se presentan en forma más detallada los resultados.

Tabla 3. Resumen de la prueba de ajuste a una distribución normal.

Variable	r obtenido	r crítico	Hipótesis de Normalidad
CE	0,215898	0,226	Se acepta la hipótesis
ln CE	0,117201	0,226	Se acepta la hipótesis

Observando los resultados obtenidos, la variable transformada ln CE posee un mejor comportamiento que la variable sin transformar CE. Dado que ambas variables tienden a distribuirse normalmente, es más conveniente trabajar con el logarítmico de la variable debido a su estabilidad (Neuman, 1982 citado por Samper y Carrera, 1990).

Preparación de datos. Anamorfosis.

Se dispone de datos de capacidad específica en 36 pozos distribuidos de forma irregular en toda la superficie de la zona de estudio. De ellos, sólo 12 pozos poseen valores de transmisividad. Con el objeto de determinar valores de transmisividades se supone que tanto la capacidad específica como la transmisividad siguen una distribución normal; se realizó una regresión de transmisividades (T) sobre capacidad específica (CE), de la forma:

$$T = aCE \quad (4.1)$$

Esta relación se basa en la ecuación de Thiem o de equilibrio, que permite obtener el descenso en cualquier punto del cono de abatimiento.

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R}{r} \quad (4.2)$$

donde s representa el descenso del nivel en el punto de observación, Q es el caudal de bombeo, T es la transmisividad del acuífero, R es el radio de acción o de influencia y r la distancia del eje del pozo al punto de observación.

Desarrollando la Ecuación (4.2) se tiene que

$$T = \left(\frac{\ln R/r}{2\pi} \right) \frac{Q}{s} \quad (4.3)$$

reemplazando en la Ecuación (4.3), el término constante $(\ln R/r / 2\pi)$ por a y la relación Q/s por CE se obtiene la Ecuación (4.1).

El valor obtenido para el coeficiente a, fue 5,0878. El coeficiente de correlación r^2 , fue de 0,751 y el error cuadrático medio σ^2 , fue de 0,617. Debido a que el coeficiente de correlación obtenido es mayor que 0,5324, el cual es el valor límite para un nivel de significancia $\alpha = 0,05$ para ser considerado representativo (Yamane, 1979). De este análisis de correlación se comprueba que los valores de transmisividades a obtener serán confiables.

La aplicación de la Ecuación (4.1) fue utilizada para aumentar la base de datos de transmisividades durante la etapa de la simulación condicional.

En la Tabla 4, se presentan los valores utilizados en la determinación de la ecuación de regresión lineal y en la Figura 13, se muestra la estimación lineal de la CE y T. Se observa un buen ajuste a una recta entre ambas variables, a pesar de los pocos datos analizados.

Tabla 4. Valores de capacidad específica y transmisividad. Valle de Quíbor

Identificación pozos	NE (m)	ND (m)	Q (l/s)	s (m)	CE (l/s/m)	CE (m ³ /d/m)	T (m ² /d)
LA6070048A	9	20	18,0	11	1,636	141,382	512,0
LA6070049A	8	33	14,0	25	0,560	48,384	125,1
LA6070050A	17	21	5,0	4	1,250	108,000	125,1
LA6070073A	72	125	21,0	53	0,396	34,234	213,0
LA6070074A	90	125	11,7	35	0,334	28,882	213,0
LA6070103A	6	20	2,0	14	0,143	12,343	512,0
LA6070139A	132	140	39,0	8	4,875	421,200	2128,0
LA6070140A	129	139	30,0	10	3,000	259,200	2128,0
LA6070155A	135	140	7,0	5	1,400	120,960	400,0
LA6070161A	90	125	8,0	35	0,229	19,749	213,0
LA6171028A	14	16	3,0	2	1,500	129,600	429,9
LA6171029A	16	17	2,0	1	2,000	172,800	429,9

Variograma.

En la definición del variograma mediante el uso del programa VARIOWIN de Pannatier (1993), se asumen algunas consideraciones preliminares, establecidas por Mora (1996) para su obtención como:

- Para el caso de la zona de estudio, la mayor distancia probable entre dos puntos existentes (pozos) es aproximadamente 9 Km. Se limita la distancia máxima a la que un punto se considera representativo del variograma a un valor menor o igual a la mitad de éste, es decir 4,5 Km. Los puntos del variograma superiores a este valor poseerán conjuntos cada vez menores y una varianza menos representativa.
- El lag se considera como la distancia media entre las muestras. Actualmente, muchos de los programas existentes toman un lag por defecto que puede servir como referencia. En la generación de los variogramas se consideró un lag de 1,2 Km, luego de la evaluación de varias muestras. Lag menores a este valor presentan mayor variación errática en la variabilidad, como consecuencia de la aparición de pequeñas escalas de variabilidad pero debido a la ausencia de un gran número de datos no se podrían definir en esta etapa escalas menores de variabilidad. Un criterio importante para el caso de datos escasos, es el número de pares que define cada punto del variograma el cual no debe ser menor de 30. La tolerancia del lag se asume como un valor igual a la mitad del lag, no pudiéndose encontrar un suficiente número de puntos para tolerancias más exigentes.
- Durante una etapa preliminar, la dirección del variograma puede evidenciar el comportamiento espacial como isotropías, anisotropías o presencia de deriva de la variable.

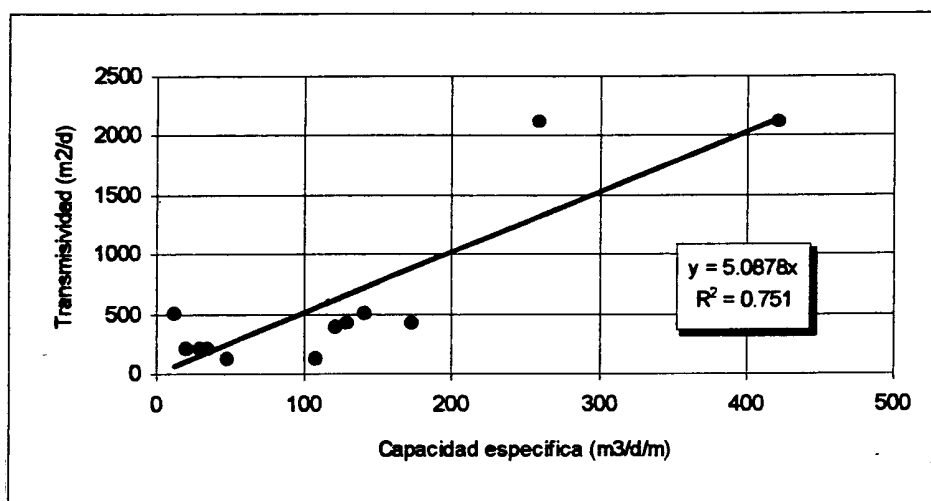


Figura 13. Estimación lineal de capacidad específica vs. transmisividad

Como consecuencia de la escasa disponibilidad de información sobre transmisividad y los conceptos antes expuestos, se realizó el análisis de la distribución espacial del ln CE.

Variograma omnidireccional

La variable muestreada por medio del variograma omnidireccional es verificada si presenta estructura de variabilidad espacial definida. En la Figura 14, se presenta el variograma omnidireccional para el logaritmo de la capacidad específica.

De la observación de la figura se puede apreciar que el variograma omnidireccional determinado presenta una discontinuidad en el origen, lo cual significa que la variable es muy irregular. Implica que dos

puntos distintos pero próximos presentan una diferencia de varianza al menos de igual magnitud que el efecto de pepita puro.

El origen de este efecto de pepita puro puede deberse a los siguientes factores :

- Errores en la medición de la variable hidrogeológica, si las medidas tienen errores que son realizaciones de una cierta variable aleatoria y si además estos errores son aditivos y carecen de correlación espacial su varianza sería constante, lo cual produciría un cierto efecto de pepita puro en el variograma.
- Disposición de los puntos de medición, esto tiene relación con la dificultad de delimitar los contornos del área de estudio. Es frecuente que la mayoría de los pozos caigan en las cercanías del contorno del depósito o cerca del límite entre dos zonas limítrofes. La consecuencia de esta disposición de los puntos de observación es que al calcular el variograma, puntos próximos pueden experimentar cambios notables en los valores, que no son representativos de la variabilidad global, pero dan lugar a un efecto de pepita. Según Samper y Carrera (1990), si la mayoría de los puntos se disponen a lo largo del contorno habrá muchas parejas de puntos próximos con gran diferencia en el valor de la variable.
- Intervalo de medida y superposición de variogramas, si se supone válida la superposición de variogramas, el variograma total sería la suma de los correspondientes a las distintas escalas, resultando que los de las escalas más pequeñas aparecerían como efecto de pepita puro en el variograma experimental.

Además en la Figura 14, el programa VARIOWIN proporciona, en la elaboración del variograma, el número de pares del que proviene cada punto obtenido y el valor estimado de la varianza representado por una línea recta.

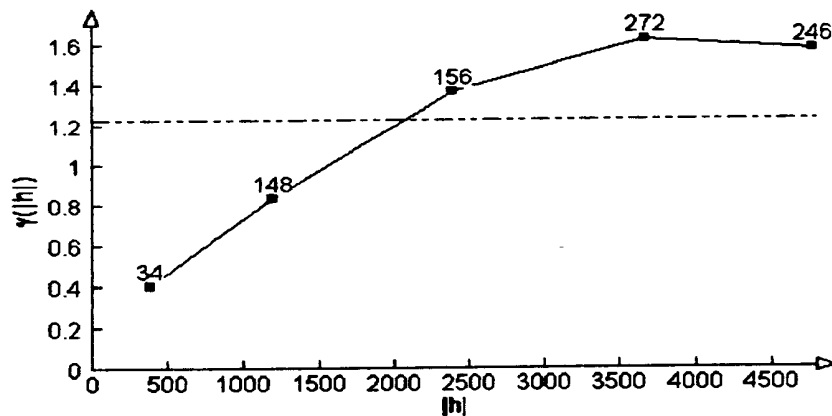


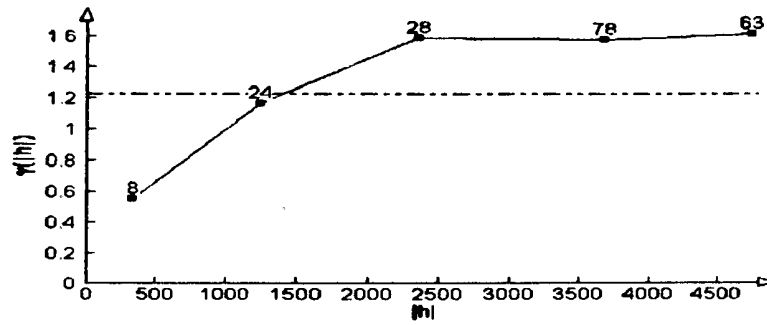
Figura 14. Variograma omnidireccional de ln CE

En el caso del ln CE no manifiesta poseer, en una primera instancia, una cierta estructura de variabilidad espacial apreciable. Esta apreciación inicial es verificada mediante los variogramas direccionales.

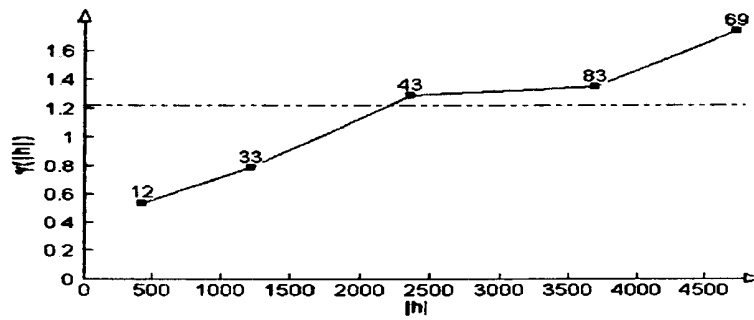
Variogramas direccionales.

Los variogramas con dirección de 0, 45, 90 y 135° y una tolerancia angular de ± 45°, tienen el propósito de poner en evidencia la existencia de fluctuaciones en esas direcciones (Mora, 1996).

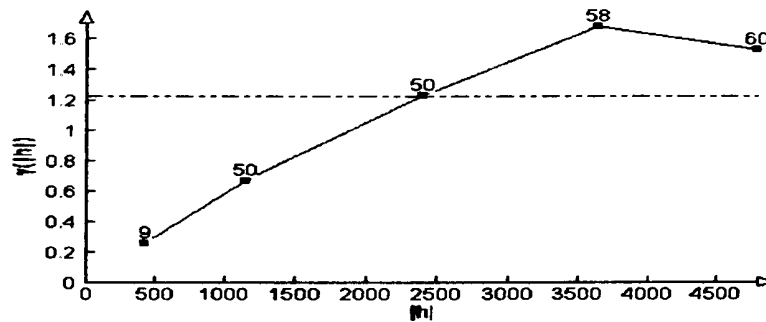
La Figura 15, muestra los variogramas direccionales de 0, 45, 90 y 135° respectivamente. De su observación, se aprecia que los variogramas obtenidos no evidencian variaciones significativas, los cuales exhiben una tendencia similar al variograma omnidireccional.



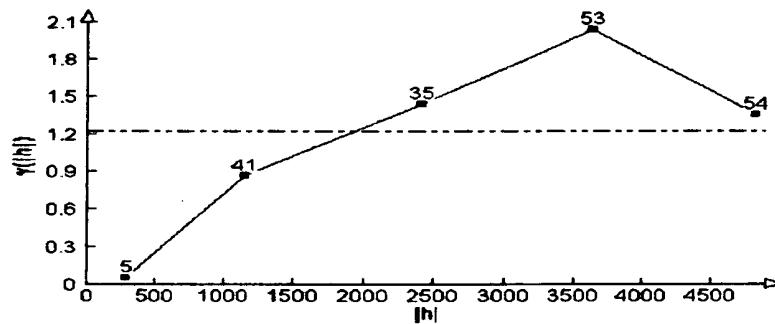
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 15. Variogramas direccionales de In CE en la dirección de (a) 0° (b) 45° (c) 90° y (d) 135°

En conclusión, debido a que entre los variogramas direccionales obtenidos no existen una marcada diferencia, no es necesario la determinación de la deriva. Según Mora (1996), la existencia de deriva indicaría el incumplimiento de la hipótesis de estacionariedad, puesto que la media de los valores en un sector va a depender de la posición en que se encuentren las muestras en el espacio y por lo tanto ha de ser variable.

Ajuste del modelo al variograma.

En el ajuste del variograma al modelo se efectúa con el variograma omnidireccional de los datos de In CE. La selección del modelo de ajuste es empírico, pero una vez determinado se hace necesario validarlo mediante el método de validación cruzada.

Para el caso de estudio, el modelo teórico determinado es el esférico, obteniéndose los siguientes valores, los cuales se presentan en la Tabla 5.

Tabla 5. Parámetros del variograma de In CE

Variable		In CE
Modelo		Esférico
Parámetros del variograma	Efecto de pepita puro	0,195
	Meseta	1,300
	Alcance (m)	3.456

En la Figura 16, se muestra el ajuste del variograma omnidireccional a un modelo esférico obtenido por el programa VARIOWIN.

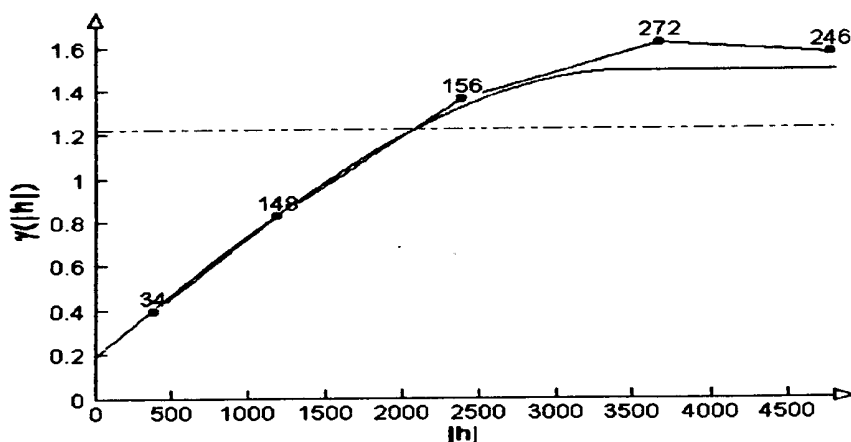


Figura 16. Variograma omnidireccional ajustado a un modelo esférico.

Respecto al variograma ajustado se debe destacar, primero, que la magnitud del efecto de pepita puro 0,195, implica una variabilidad errática, tal vez como consecuencia de la medición de los datos. Segundo, la meseta indica que el variograma alcanza su valor límite constante a 1,3 lo que coincide con la varianza de In CE. Por último, la magnitud del alcance 3456 m indica la zona de influencia en torno a la cual, más allá de este valor la correlación es nula.

El uso del método de validación cruzada es preferido por su sencillez y por permitir asumir al analista una serie de criterios en la validación del variograma. Según Mora (1996), estos criterios asumidos pueden ser:

- La búsqueda se realiza por cuadrantes y el número mínimo con que se realiza la estimación es de 8, esto último se decide buscando que el valor estimado sea lo más representativo posible.
- La búsqueda es isotropa, es decir, que se realiza en un círculo de radio definido y no como una elipse para el caso de anisotropía.
- El radio máximo de búsqueda se define como la distancia a la que no se observa correlación espacial entre las muestras, la cual está representada por el alcance del variograma.

Los resultados obtenidos por el método de validación cruzada utilizando el programa GEOEAS (EPA, 1991) se muestran en la Tabla 6.

Tabla 6. Resultados obtenidos por el método de validación cruzada para In CE

Parámetro	Valor obtenido	Criterio de aceptación (*)
Media de los errores ($z^* - z$)	-0,470	cercano a cero
Error cuadrático medio	-0,043	valor mínimo
Error cuadrático medio adimensional (ECMA)	0,931	cercano a uno
Varianza del krigado	0,159	valor mínimo

(*) Según Samper y Carrera (1990) y Mora (1996)

La Figura 17, presenta los errores relativos del krigado simple para el In CE, donde se observa que son mayores en el sector Sureste del acuífero.

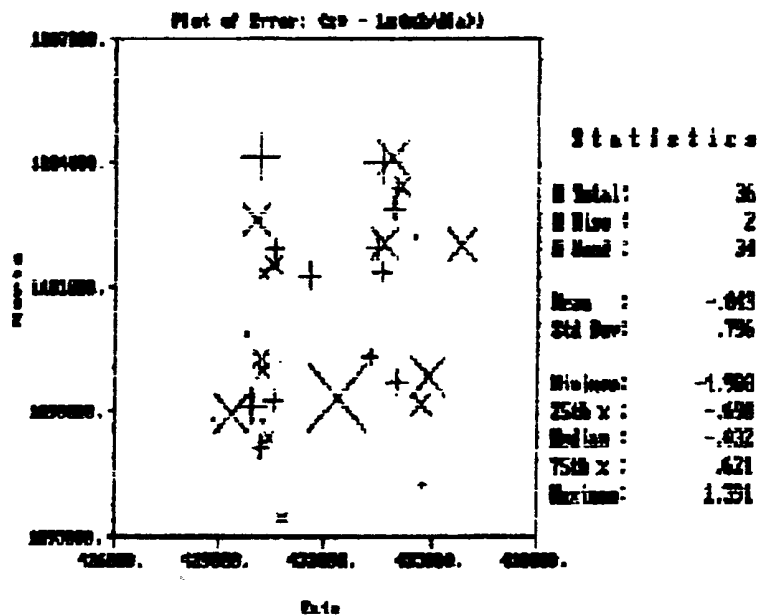


Figura 17. Errores del krigado simple para In CE

Simulación condicional.

El uso de la simulación condicional tiene como objetivo conocer los posibles comportamientos de la variable aleatoria en función de los datos observados de un fenómeno.

Inicialmente, se consideró el programa COSIM desarrollado bajo lenguaje FORTRAN por James Rusell (1984), basado en la técnica de simulación condicional de las bandas rotantes, el cual genera simulaciones no condicionales y condicionales. Este programa produce un campo no condicional, que luego por cokrigado, se condiciona a los datos observados.

Durante el desarrollo de esta etapa, al programa inicial se le realizaron algunas modificaciones, introducidas por Mora (1996) para que sólo generara simulaciones condicionales. El programa modificado se denominó COSIMM. Las modificaciones realizadas al programa, se adjuntan en el Apéndice 3.

Las simulaciones condicionales generalmente se realizan sobre un mallado regular. Mora (1996) considerando lo expresado por Journel y Huijbregts (1979) y Samper y Carrera (1990), propone un criterio para disminuir el costo de tiempo por procesamiento de la computadora y el riesgo de pérdida de aspectos importantes en la variabilidad a pequeña escala, como consecuencia del tamaño de la malla. Dicho criterio es de asumir para variogramas con meseta, una relación mínima de 5 entre el alcance y el tamaño de la malla.

Para el caso del variograma obtenido de In Ce se tiene que el alcance es de 3456 m. Considerando una relación de 5 se obtiene como tamaño de malla 691,2 m. Aproximando dicho valor al mínimo, se asume una distancia de 500 m como tamaño de malla promedio para la realización de las simulaciones.

Respetando la estructura espacial de la variable y los valores observados, se generan en forma aleatoria distribuciones probables de In CE para el área de estudio. Estas distribuciones consistieron en 100, 500 y 1000 simulaciones. Una vez obtenida las distribuciones de In CE, se realiza la transformación de los valores simulados, obteniéndose la simulación condicionada de la variable original, es decir T.

La Figura 18, muestra los valores promedio de 100, 500, 1000 simulaciones de T. En ella se observa que las 100 simulaciones mantienen las tendencias generales, pero presentan un comportamiento más errático; sin embargo, las 500 simulaciones reproducen mayormente las tendencias observadas en las de 1000 simulaciones, presentando variaciones promedio menos erráticas que las de 100 simulaciones.

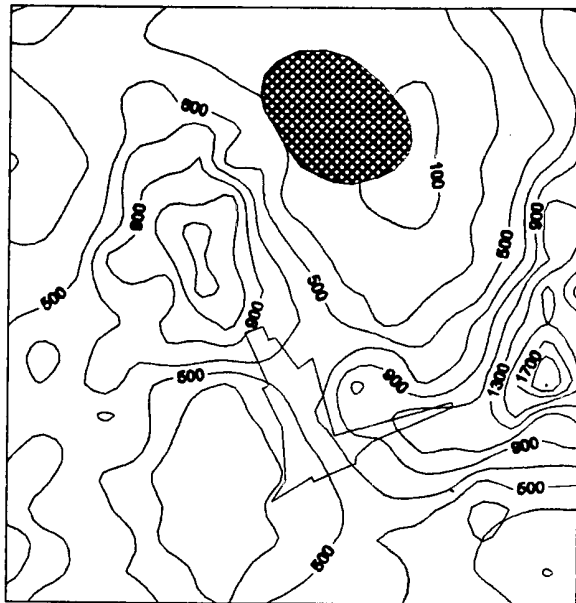
Luego de analizar estos resultados, se consideró trabajar en la etapa siguiente con las 1000 simulaciones, debido a que presenta una mayor estabilidad y se disponía de un computador de alto rendimiento y un disco duro de alta capacidad.

El plano de isotransmisividad promedio de las 1000 simulaciones determinado, es presentado en la Figura 19.

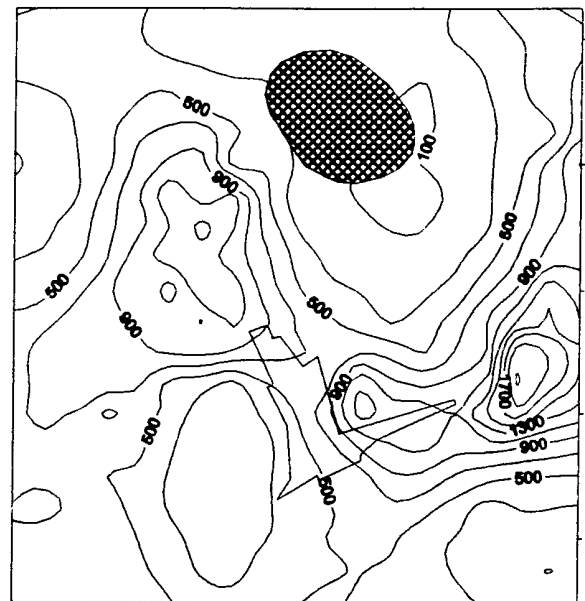
Modelamiento del acuífero del Valle de Quíbor.

La simulación del acuífero se ha efectuado haciendo uso del programa Micro-FEM v 2.0 elaborado por Hemker y Van Elburg (1987) el cual está diseñado para simular acuíferos monocapas y multicapas en régimen permanente, haciendo uso del método de elementos finitos para la solución de las ecuaciones de flujo del agua subterránea.

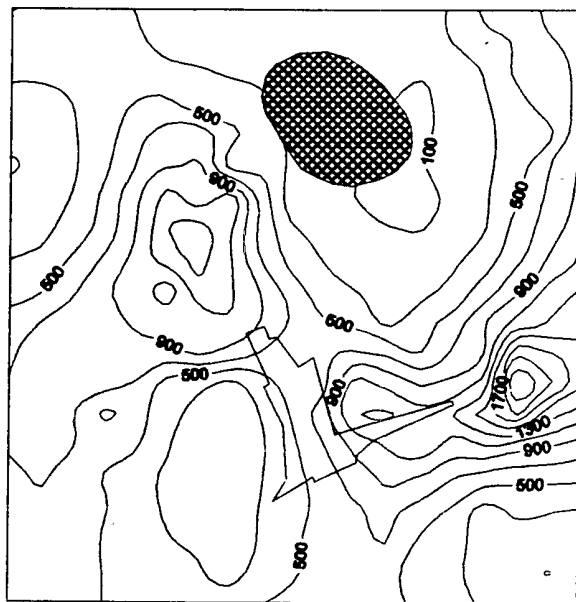
El programa Micro-FEM, permite la utilización de menos nodos con respecto al método de diferencias finitas, sobre todos en acuíferos con límites irregulares. El número de elementos puede aumentar en las zonas críticas, de mayor explotación, o en donde existe dificultad en definir el problema en forma detallada. Además el programa ofrece facilidades en la construcción del modelo, flexibilidad de involucrar condiciones complejas de frontera y un adecuado manejo de la información disponible de las variables.



100 simulaciones



500 simulaciones



1000 simulaciones

Figura 18. Mapas de valores promedio de simulaciones para transmisividad en el Valle de Quibor

El programa Micro-FEM ofrece otras bondades como, la generación automática del mallado triangular, modificación del mallado, desplazamiento de nodos, definición de parámetros y condiciones de frontera; proporciona una presentación gráfica de los datos ingresados con la finalidad de analizar e interpretar los resultados del modelo, cálculo de las cargas piezométricas en los nodos y un balance hídrico por o cada acuífero, creación de archivos en ASCII, uso interactivo de impresora o plotter, entre otros. Además, posee la particularidad de ser compatible con otros programas como el Surfer for Windows v. 5.0 de la Golden Software Inc., con lo que se logra una mejor presentación gráfica.

Entre sus limitantes, se puede señalar que no permite el modelamiento bajo condiciones de régimen transitorio para el agua subterránea.

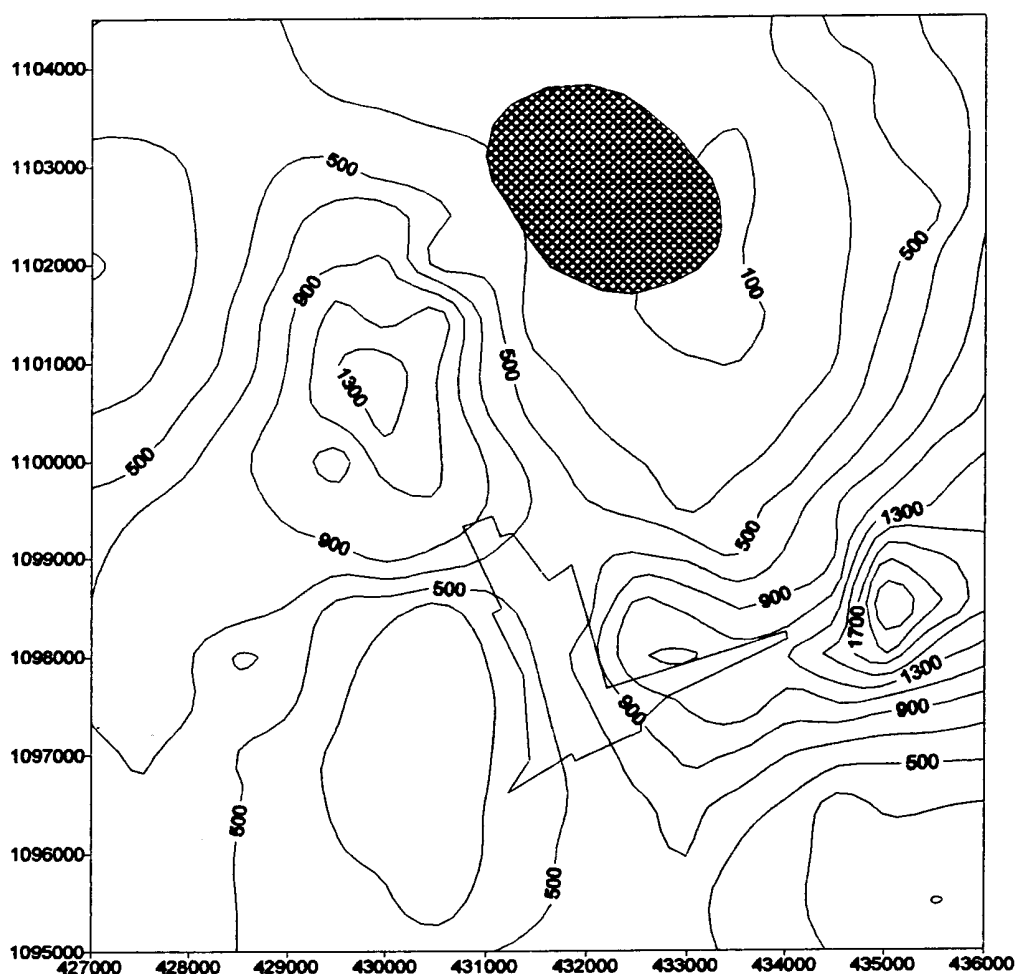


Figura 19. Valores promedio de 1000 simulaciones para transmisividad en el Valle de Quibor

Discretización del sistema acuífero.

El sistema acuífero ha sido discretizado mediante 684 elementos triangulares y 380 nodos. Los pozos han sido ubicados aproximándolos a los nodos más cercanos, de acuerdo a sus correspondientes coordenadas.

Configuración de la malla.

Las dimensiones de las mallas han sido seleccionadas de acuerdo a la utilizada en la simulación condicional, es decir, un distanciamiento entre nodos de 500 x 500 m. El sistema acuífero es discretizado mediante una zona homogénea de mallado regular.

Propiedades hidrogeológicas.

En el proceso de modelamiento del acuífero, se asumió la transmisividad para la zona central del Valle de Quíbor como el promedio de los valores determinado por las 1000 simulaciones realizadas por el programa COSIMM.

Estado inicial del acuífero.

Los niveles observados para todos los nodos corresponden a los registros históricos observados para la fecha del inventario, efectuado durante el periodo de Agosto a Octubre de 1995.

Flujo impuesto.

Se han considerado dos tipos de flujo: de descarga y de recarga.

- La descarga del sistema acuífero se produce como efecto de la explotación de las aguas subterráneas mediante los 36 pozos ubicados en la zona central del valle, cuyo caudal total asciende a 71.504,64 m³/d .
- Como recarga natural del sistema acuífero se considero inicialmente la hallada por Torres (1993), ascendente a 61.500 m³/d .

Condiciones de frontera.

Una vez sustituido el acuífero por la malla y acorde con la información disponible, se considera como condición de frontera al contorno real de la zona central del acuífero del Valle de Quíbor. Así mismo, los sectores Sur y Sureste se han considerado como límite hidráulico correspondiente a la zona de recarga.

En la Figura 20, se representa la estructura del modelo del acuífero del Valle de Quíbor, en la que se muestran la malla de elementos finitos y las condiciones de contorno.

La construcción del modelo del acuífero del Valle de Quíbor realizado por el programa Micro-FEM, es presentado en el Apéndice 4.

Calibración del modelo acuífero del Valle de Quíbor.

El proceso de calibración ha consistido en estimar el caudal de recarga manteniendo los valores promedio de la transmisividad. La recarga inicial fue sucesivamente modificada, buscándose un mejor balance hídrico y que reprodujera lo más fielmente posible los estados del acuífero. La recarga determinada es de 71.505 m³/d, la cual debe ser igual a la descarga en una condición de régimen permanente o de equilibrio.

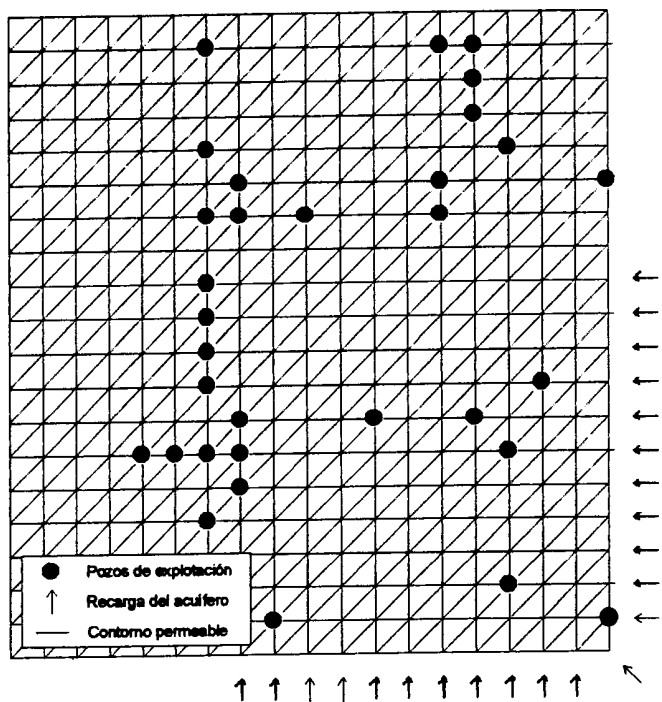


Figura 20. Estructura del modelo del acuífero del Valle de Quibor

En la Figura 21, se aprecia las curvas piezométricas medidas y calculadas; en general, se observa un buen ajuste, logrando mayor aproximación en aquellos sectores en donde se encuentra concentrada la mayor cantidad de pozos y en las zonas de recarga del acuífero.

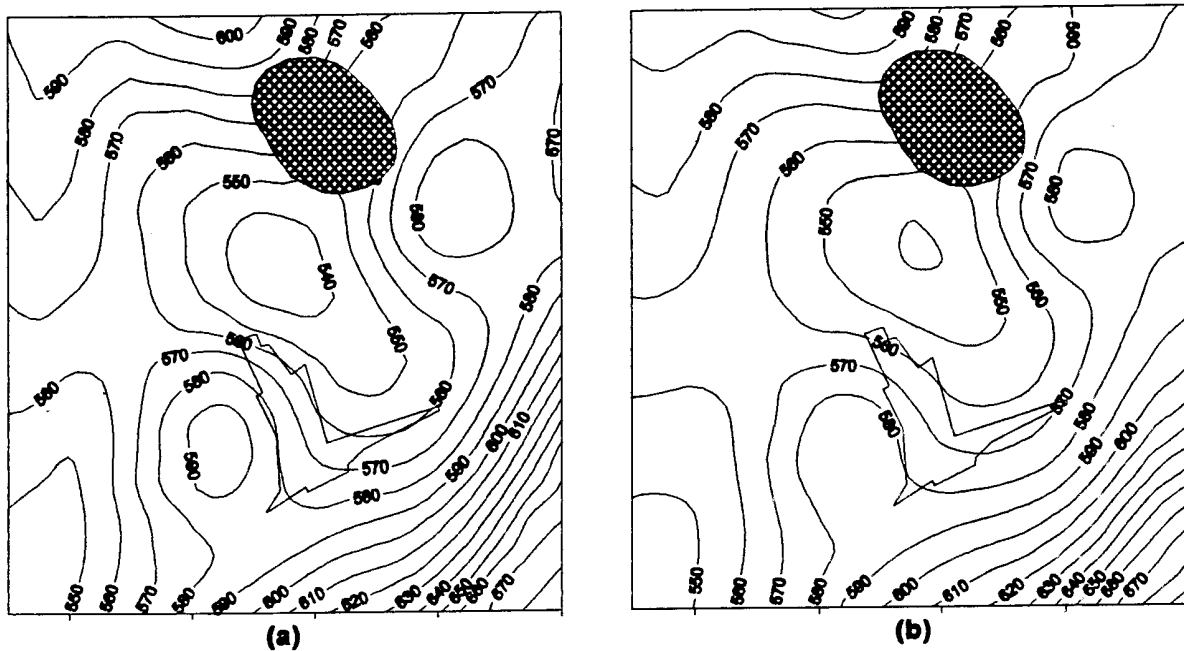


Figura 21. Curvas piezométricas (a) medidas y (b) calculadas por el programa Micro-FEM

Simulación estocástica del acuífero del Valle de Quibor.

En la práctica, el método de simulación estocástica es posiblemente el más sencillo y potente al requerir de menos hipótesis. Este método se basa en el principio de repetir los cálculos de las variables de estado, en nuestro caso, niveles, empleando muchas realizaciones de los parámetros hidrogeológicos - transmisividad - que reproduzcan adecuadamente la variabilidad natural. El efecto de esta variabilidad natural permite entonces deducir estadísticos de los niveles calculados.

En un primer instante, la simulación condicional se utiliza para generar diferentes escenarios de distribución espacial de la transmisividad. Estos valores simulados ingresados al modelo de simulación del flujo subterráneo generan a su vez, en forma aleatoria, distribuciones probables de los niveles del agua subterránea.

Los valores de transmisividad asumidos fueron los determinados por las 1000 simulaciones, que introducidos al modelo de simulación numérica, produjeron 1000 posibles realizaciones de niveles del agua subterránea para el acuífero del Valle de Quibor.

En la Figura 22, se muestran los niveles piezométricos promedio correspondientes a las 1000 simulaciones (líneas continuas) y los obtenidos con la centésima simulación (líneas a trazos). Notése la similitud entre los valores promedio y los de la centésima simulación, obviamente el condicionamiento de transmisividades debe producir una reducción de la desviación tipo, tanto en las propias transmisividades como en los niveles calculados con las mismas; esto se traduce en una reducción de la incertidumbre.

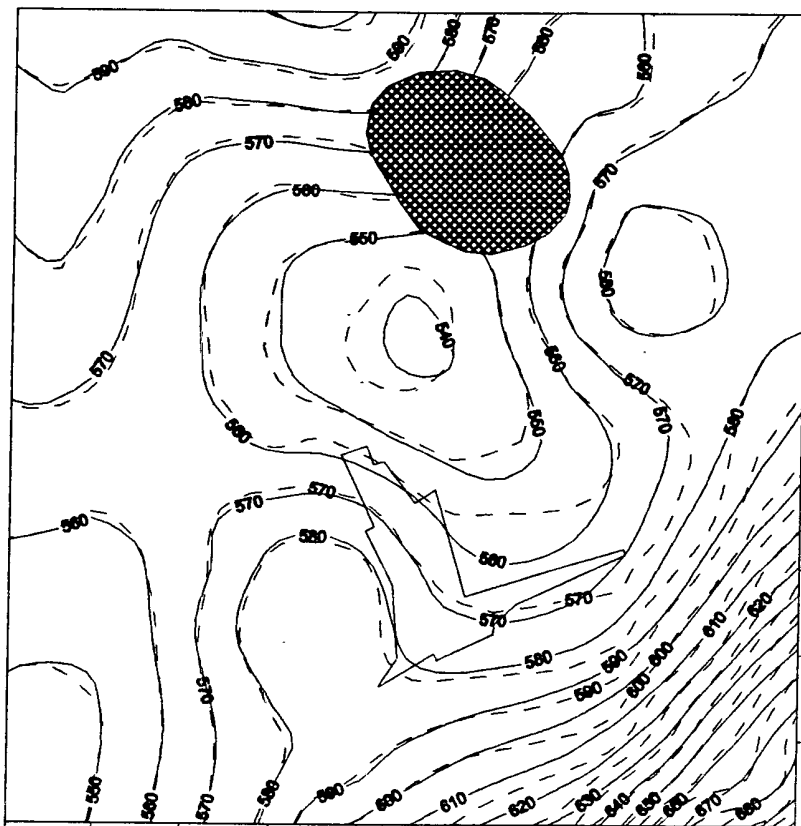


Figura 22. Niveles piezométricos promedio de las 1000 simulaciones y los obtenidos de la simulación número 100

Comprobación de la hipótesis de normalidad para los niveles simulados

La mayoría de los métodos de simulación presuponen, de forma más o menos explícita, que la variable simulada sigue una distribución normal. Esta hipótesis se refiere no sólo a la distribución puntual del valor de la variable, sino también a la distribución conjunta de dichos valores en varios puntos.

En la práctica, se requiere de un número elevado de puntos para comprobar o rechazar esta hipótesis que suele aceptarse.

La transformación de datos asegura que la variable a simular sigue una distribución normal, no asegura la multinormalidad de la distribución conjunta de los valores en varios puntos. Así, los valores simulados durante la simulación condicional deben respetar dicha distribución.

El hecho de trabajar con los valores simulados promedios de transmisividad, en la calibración del modelo, asegura que la distribución del promedio de la variable se mantenga lo más próximo a la normal siendo distinta, a la distribución de la variable en sí.

Es de esperar que los niveles piezométricos calculados por el modelo numérico se ajusten a una distribución normal.

En la Figura 23, se muestran los 100 valores perteneciente a la coordenada UTM Este = 436000 y Norte = 1095000, escogidos de las 1000 simulaciones calculadas por el programa Micro - FEM.

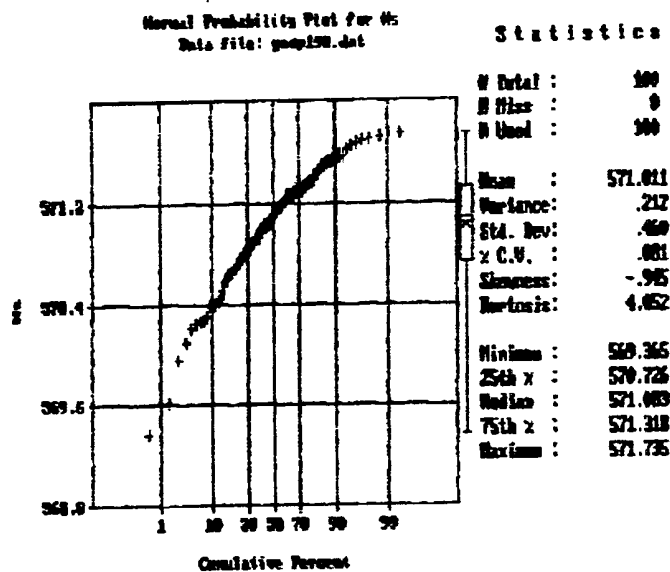


Figura 23. Distribución normal de 100 valores perteneciente a la coordenada UTM Este = 436000 y Norte = 1095000

Se observa que los niveles simulados para dicho punto mantienen una tendencia lineal, con una media y una desviación estándar 570,011 y 0,460 respectivamente. La medida de dispersión de los datos con respecto a su media o varianza es mínima, con un valor de 0,212.

En la Tabla 7, se detallan los resultados del análisis estadístico para los 100 valores de niveles de agua.

Tabla 7. Resumen estadístico de los 100 valores de nivel piezométrico para la coordenada UTM Este = 436000 y Norte = 1095000

Variable	Nivel piezométrico
Media	571,011
Varianza	0,212
Desviación estándar	0,460
Coefficiente de variabilidad (%)	0,081
Mínimo	569,365
Mediana	571,083
Máximo	571,735

A partir de estas simulaciones realizadas por el programa Micro - FEM, se elaboran los mapas de isoprobabilidad de ocurrencia para un determinado nivel piezométrico y niveles de agua subterránea para una determinada probabilidad de ocurrencia.

Probabilidad de encontrar un nivel determinado en un punto de muestreo.

Según Mora (1996), un mapa de isoprobabilidad con base en los valores observados, puede ser utilizado para controlar puntos de muestreo posteriores en un acuífero.

El mapa de isoprobabilidad muestra las zonas donde la probabilidad de encontrar un determinado nivel es alto o bajo. Es decir, la esperanza de hallar valores superiores a un cierto límite, es mínima en zonas donde la probabilidad de encontrarlos es baja; si esto no sucede, es necesario revisar las causas de dicha variación

Para determinar cuál será la probabilidad de encontrar un determinado nivel del agua superior a 576 m, valor promedio de los niveles determinados por el modelo de simulación numérica; es de advertir que estos niveles corresponden a valores finales de abatimiento, según la condición de régimen permanente.

En la Figura 24 se presenta el mapa de isoprobabilidades para un nivel piezométrico superior a 576 m.

En él, se observa que la zona central del acuífero, en donde se ubican la mayor densidad de pozos, presenta las probabilidades más bajas de encontrar valores superiores a 576 m; por el contrario, las zonas circundantes a la misma contienen las probabilidades más altas debido a la escasa cantidad de pozos de explotación.

Determinación de niveles a una probabilidad dada.

En este caso, con el fin de encontrar niveles del agua subterránea para una determinada probabilidad de ocurrencia de 90%, se realiza el siguiente mapa de isopiezas presentado en la Figura 25.

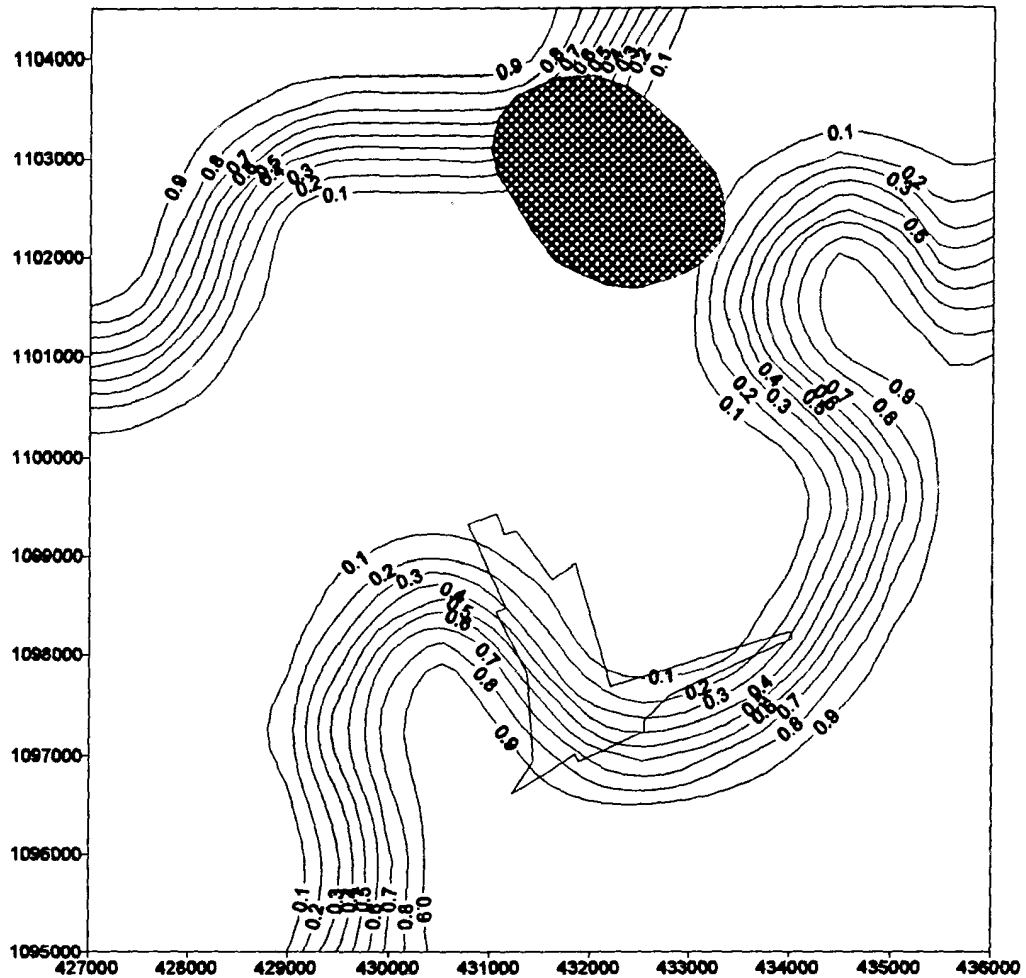


Figura 24. Mapa de isoprobabilidad de encontrar un nivel superior a 576 m

Del mapa, se observa que la superficie freática mantiene la misma tendencia en los niveles del agua subterránea. Los niveles se encuentran comprendidos entre las cotas 530 y 690 msnm.

La morfología del agua subterránea también es analizada para las probabilidades de ocurrencia de 16, 50 y 84%. En el Apéndice 5, se muestra los mapas de niveles resultantes de la estimación con dichas probabilidades. Puede apreciarse que la morfología del techo del agua subterránea se encuentra comprendida entre las cotas 540 y 710 correspondiente a la probabilidad de 16%. Asimismo, para la probabilidad de 50%, se establece que las cotas de agua freática se encuentran comprendidas entre 530 y 700, y para la de 84%, las cotas se encuentran comprendidas entre 530 y 690.

Mapa de errores de estimación de niveles piezométricos

En general, sólo con el conocimiento de la varianza no se puede determinar el intervalo de confianza del valor estimado de una variable cualquiera. Para ello es necesario, además, conocer la distribución de los errores. Al seguir los datos una distribución normal, el intervalo de confianza

seleccionado se encuentra comprendido entre un 16 y 84% de confianza, para un cierto valor de la desviación estándar.

En la Figura 26, se muestra el mapa de curvas de igual desviación estándar del error de estimación para los niveles piezométricos del acuífero del Valle de Quíbor.

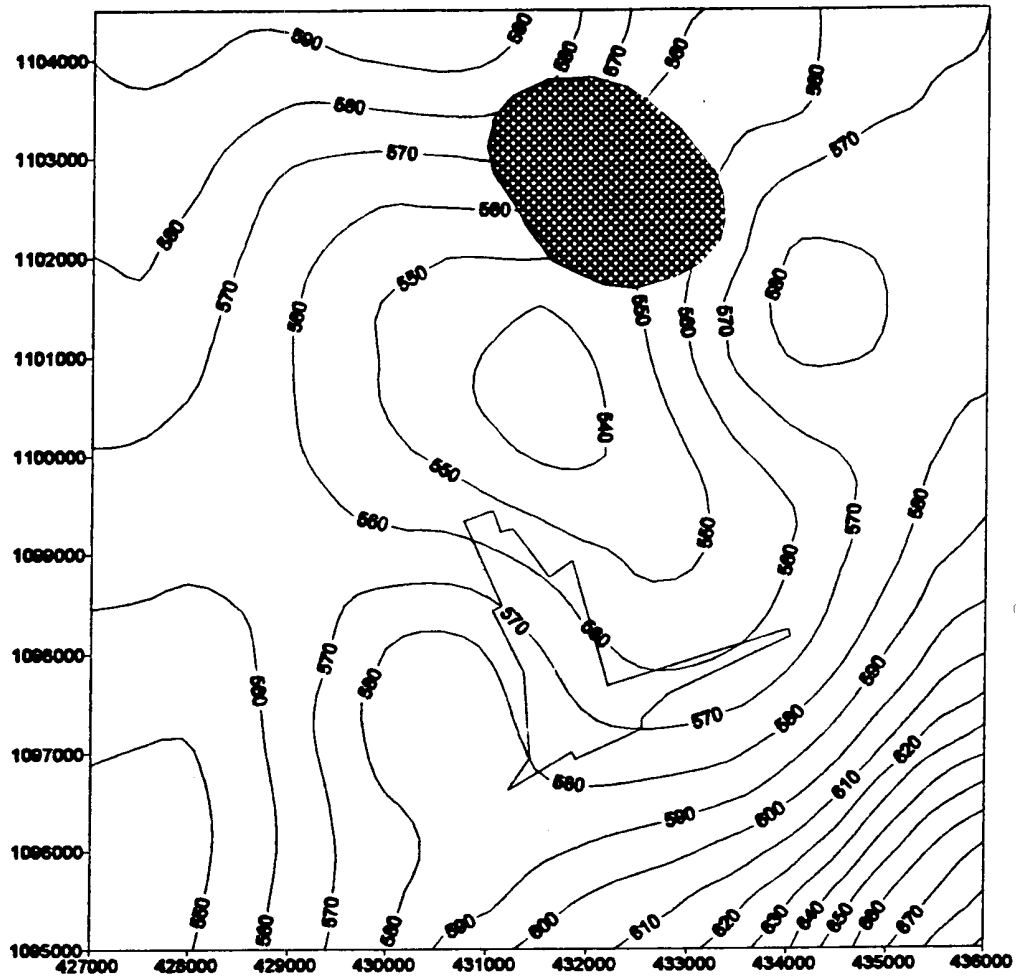


Figura 25. Curvas de contorno del agua subterránea para una probabilidad de 90%

El mapa de errores de estimación indica una elevada incertidumbre (13,34 m) en el sector Sureste con una ligera reducción de los errores (1,06 m) hacia el centro del acuífero, debido a que es la zona donde se concentra la mayor densidad de los pozos de explotación. El valor medio de la desviación estándar es de 3,34 m.

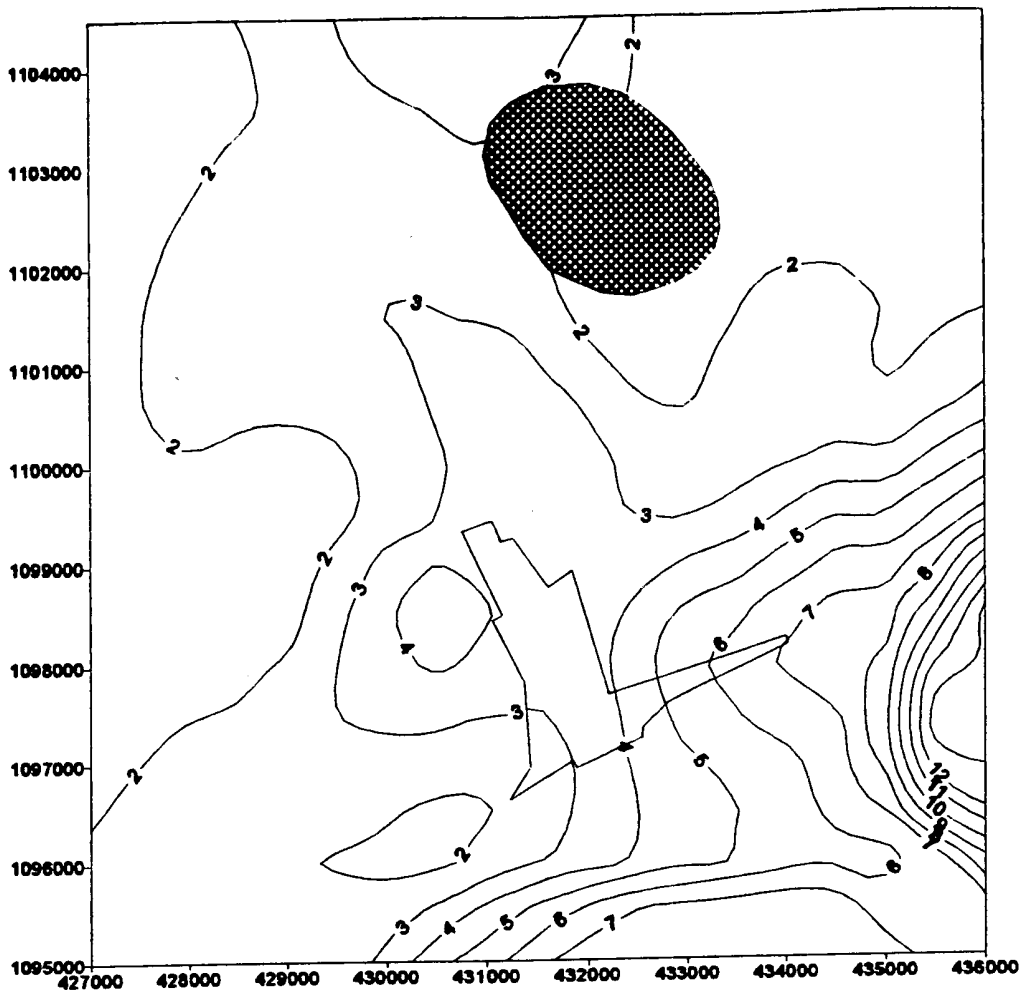


Figura 26. Mapa de errores de estimación de los niveles piezométricos.

CAPITULO V

EVALUACION ESTOCASTICA DE LAS POLITICAS DE EXPLOTACION

El principio de toda explotación del agua subterránea descansa en una política de conservación de los recursos, y con base en esta se deben elaborar los programas para su manejo y aprovechamiento racional.

Generalmente, los recursos explotables están determinados, tanto por las posibilidades de explotación de los acuíferos, como por la renovación de las reservas y conservación y protección de los recursos en cantidad y calidad.

Evolución de la explotación

La explotación intensiva del agua subterránea en el Valle de Quíbor se inició en el año 1959, con fines de riego de los cultivos de caña, cebolla y tomate, principalmente. Producto de la extracción del agua en forma indiscriminada, a partir de ese año, los niveles experimentan un descenso permanente, provocando la formación de grandes conos de depresión y el cambio de las direcciones de flujo hacia estos conos.

Al Norte del valle, el nivel del agua subterránea se encuentra entre 20 y 86 m de profundidad, mientras que al Sur se halla a 81 a 135 m. Estos niveles, debido a la explotación intensiva del acuífero, han sufrido descensos violentos, alcanzando los 95 m al Sur entre los años 1963 a 1987.

El mayor descenso de los niveles se produce entre 1962 y 1975; en este mismo intervalo de tiempo, los volúmenes de extracción de agua son los más altos, llegando hasta 72 Mm³ de producción en el año 1966.

En 1992, Torres citando a Alvarado (1989), afirma que en la zona Sur se encuentra la mayor concentración de pozos, registrándose cinco áreas de máximo descenso.

- Haciendas El Carmen, El Caujaral y al Este de Quíbor, los niveles para el año 1987 se encontraban a una profundidad de 116 a 135 m con un descenso entre 10,8 m y 17,3 m para el período 1975-1987. Torres (1993) registro un descenso de 3m respecto a 1987. Según Mora (1996), se estima, en total, descensos entre 14 y 20 m para el período 1975-1992.
- Alrededores de la hacienda El Tunal, al Oeste de Quíbor, los niveles en 1963 se hallaban a 68 m de profundidad, para 1987, registraban entre 38 y 119 m; experimentado un descenso de 51 m. Torres, determinó un descenso promedio de 5 m para el período 1987-1992.
- San Jacinto, al Norte de la hacienda El Tunal, para 1967 poseía niveles a una profundidad de 4,3 m; en 1987, se encontraban entre 87 y 100 m de profundidad y para 1992 el descenso promedio fue de 5 m con respecto a 1987. Según Mora (1996), esto refleja que en 26 años los niveles descendieron cerca de 55 m.
- Hacienda El Carmen al Sur de Los Cerritos, los niveles para 1987 fluctuaban entre 94 a 97 m con descenso de 10 m durante el período de 1975-1987 y de 4 m para el período de 1987-1992.
- Hacienda La Palma, al Este de Los Cerritos, registraron profundidades entre 110 y 113 m para 1987, con un descenso promedio de 5 m (1987-1992).
- Campo Lindo, al Noreste de Quíbor, el nivel para el año 1987 se encontraba a 125 m, registrándose un descenso de 19 m para el período de 1987-1992.

Jéogat y Torres (1993), citados por Mora (1996), afirman que luego de la evaluación de diversos escenarios por medio de un modelo, comprueban que de mantenerse el régimen de explotación actual o incrementándolo en 50%, en el acuífero se producirían un descenso en los niveles del agua en un 0,82 m a 1,45 m por año para cada caso. Al disminuir el régimen en 50%, para 1992 se produciría una recuperación lenta, y deteniendo la explotación la recuperación estimada sería de 1,52 m por año.

Los mismos autores concluyen, que la consecuencia de la extracción indiscriminada del agua subterránea en el Valle de Quíbor, es el agotamiento de las reservas del acuífero acompañado de un deterioro de la calidad del agua. Un incremento en el régimen de explotación acelera dicho agotamiento y deterioro del agua.

Aplicación de la geoestadística en la evaluación de la política de explotación

Los estudios de aguas subterráneas generan una gran cantidad de información, que necesariamente se debe procesar y presentar en forma comprensible, de rápida visualización, como un modo práctico para la identificación y análisis de los parámetros obtenidos.

La visualización de los datos, significa crear una forma de presentación de los mismos, mediante el uso de técnicas que permitan la generación de gráficos estadísticos, distribuciones espaciales de atributos o variables, caracterización de áreas homogéneas, etc., es decir representar datos numéricos abstractos o concretos en forma gráfica.

La visualización proporciona a los investigadores una herramienta invaluable para la interpretación y el discernimiento. Pero esta herramienta es más que una simple representación visual de los datos que provienen de mediciones, porque también se visualizan los datos mientras se efectúa el cálculo.

Utilizando este principio se pueden condensar enormes cantidades numéricas en un gráfico, o en una serie de gráficos a través del tiempo. Esta capacidad es vital para los estudios hidrogeológicos y para la comunicación de los mismos.

En el presente capítulo, se trata de resaltar algunas de las aplicaciones de la geoestadística como instrumento de evaluación de las políticas de explotación de un acuífero, mediante el estudio del potencial de afectación que puede tener el acuífero como resultado de la alteración de los procesos físicos y químicos que lo caracterizan, por la construcción y funcionamiento de un sistema de extracción del agua subterránea.

Uso del mapa de isoprobabilidades

El potencial de afectación se evalúa mediante un mapa de isoprobabilidades. Entre las utilidades del mapa de isoprobabilidades se encuentran:

- La jerarquización de sectores espaciales susceptibles de ser afectados para definir prioridades de protección.

La jerarquización de sectores se puede realizar mediante la delimitación de polígonos o zonas en los cuales se aplican restricciones y prohibiciones en cuanto a las extracciones y sus condiciones, y a la construcción de nuevas captaciones.

- El suministro de información síntesis necesaria en la toma de decisiones.

De acuerdo a los objetivos propuestos para la gestión del recurso hídrico, el mapa de

isoprobabilidades puede servir como referencia básica que apoye a la toma de decisiones sobre las políticas a llevar a cabo en el acuífero, en cuanto a las zonas potenciales de producción, así como zonas donde es de esperar rendimientos bajos si se continúa el riego con aguas subterráneas.

- Elaboración de estudios de impacto ambiental.

Este tipo de evaluación mediante modelos numéricos sirve como herramienta de cuantificación de la importancia y la magnitud de algunos efectos provocados por acciones antrópicas sobre el ambiente, en especial sobre el recurso subterráneo. La evaluación por medio de mapas permite determinar el grado de afectación de parámetros como el nivel piezométrico, que pueden ser utilizados dentro del marco de evaluación del impacto ambiental.

- Servir de instrumento básico para la prevención, mitigación y control del impacto ambiental.

La utilización de modelos de simulación posee una amplia gama de aplicación como en la asignación de recursos en la organización de proyectos y la planificación de un programa de monitoreo de la cantidad y calidad del agua o implementación de medidas de control; en optimizar el rendimiento del acuífero y en la evaluación de los impactos de las descargas de aguas residuales vertidas sobre las corrientes y aguas subterráneas subyacentes. Los mapas obtenidos con el apoyo de la metodología aplicada son una poderosa fuente de información, aparte de estudiar el uso del recurso hídrico y el grado de afectación por su explotación, para la elaboración de planes y programas de prevención, mitigación y control del impacto ambiental.

- Mejoramiento de la red de medición y control.

Una de las restricciones más importantes en el diseño de una red es el costo de muestreo de un determinado número de pozos; sin embargo, con el uso de esta técnica se pueden establecer ciertos lineamientos que ayuden al planificador de la red a mejorar sus estimaciones según el objetivo que se persiga en el manejo del recurso.

Según Mora (1996), un criterio para establecer si un nuevo pozo es conveniente puede expresarse como relación entre el beneficio económico obtenido en la estimación global y el incremento porcentual de costos en la red de medición.

Con base en el estudio y resultados obtenidos de la simulación estocástica, a continuación se ha realizado una zonificación de la parte central del acuífero del Valle de Quíbor, de acuerdo a las posibilidades de afectación del recurso hídrico.

Criterios considerados en la zonificación de la parte central del acuífero

Para la protección ambiental y determinación de las actividades explotación que pueden desarrollarse en los diferentes sectores del acuífero, se agruparon las zonas definidas de acuerdo a las posibilidades de utilización futura del recurso hídrico subterráneo para provisión al Valle de Quíbor.

El análisis de los resultados determinó tres zonas con diferentes posibilidades de manejo y control de su explotación:

- zona I
- zona II
- zona III

Los criterios considerados para la evaluación del acuífero se encuentran ligados al concepto del uso sostenido de los recursos naturales, que se sustenta en el desarrollo sostenible definido como

el desarrollo que satisface las necesidades presentes sin comprometer la capacidad de que las generaciones futuras puedan satisfacer las suyas (Comisión Mundial sobre el Medio Ambiente y Desarrollo, 1987). Estos criterios son:

De acuerdo a la disposición del recurso hídrico

Este componente contempla las posibilidades de utilización futura del agua subterránea por las actividades que se desarrollan en el Valle de Quíbor. La clasificación adoptada para este caso es :

- Disposición alta, indica aquella zona que contienen las más altas condiciones de disponibilidad del agua subterránea. En este caso, la zona se encuentra determinada por una probabilidad superior al 90% de encontrar un nivel por encima de 576 m.
- Disposición moderada, es la zona que se encuentra ubicada entre las probabilidades 10 y 90%, de encontrar un nivel superior a 576 m .
- Disposición baja, es aquella zona que indica una mínima o escasa posibilidad de encontrar una adecuada provisión del recurso hídrico al nivel considerado, se ubica por debajo de la probabilidad de 10%

De acuerdo al tipo de explotación del acuífero

Otro aspecto considerado es la sobreexplotación o explotación intensiva del acuífero. El término sobreexplotación pone énfasis en los aspectos negativos y propende a prohibiciones, coartaciones e intervencionismo. Esto y la falta de definición clara hacen aconsejable que se abandone su uso. Es más realista hablar de explotación intensiva y analizar sus circunstancias, y en caso de ser claramente excesiva en conjunto, calificarla como tal o como abusiva, con la definición clara de las circunstancias en que se produce (Custodio, 1994); sin olvidar que los aspectos de cantidad son tan importantes como los de calidad del recurso hídrico cuando se trata de evaluar una explotación intensiva. La clasificación considerada es:

- Explotación no intensiva, es aquella que no se opone al uso sostenido y que concuerda eficientemente con la potencialidad, productividad y protección ambiental del recurso hídrico, que se debe determinar y reglamentar para cada zona mediante un plan de manejo de los recursos naturales.
- Explotación semi-intensiva, es aquella que ofrece algún grado de incompatibilidad con el uso sostenido, y presentar ciertos riesgos previsibles y controlables para la protección de los recursos hídricos, debe estar supeditada a permisos o autorización previa y a condicionamientos específicos de manejo por parte de la autoridad encargada.
- Explotación intensiva, es aquella que es incompatible con el uso sostenido del recurso y con la preservación ambiental, o que entraña graves riesgos al ambiente y, por tanto, no se debe practicar o autorizar pero si controlar por la autoridad competente.

Con estas consideraciones en la Tabla 8, se resumen los criterios aplicados para la evaluación de la explotación en la parte central del acuífero.

Tabla 8 .Criterios utilizados para la zonificación de la parte central del acuífero

Zon a	P (x>x)	N° de pozos	Q (l/s)	Problemas de calidad	Actividad generadora	Disponibilidad del recurso	Tipo de explotación
I	< 0,1	16	370,3	salinidad	agricultura	baja	intensiva
II	0,1 - 0,9	13	321,7	salinidad	agricultura	moderada	semi-intensiva
III	>0,9	7	135,6	-	-	alta	no intensiva

donde : $P(x>x)$ Probabilidad de encontrar un nivel superior a 576 m.
 Q Caudal total de explotación de los pozos ubicados en la zona.

De la tabla, se puede observar una gran concentración de pozos en la zona I, calificada como de explotación intensiva con disponibilidad baja del recurso y con problemas de salinidad, según estudios realizados por varios autores en el Valle de Quibor; entre los que se pueden citar a Alvarado (1989), Torres (1993) y Mora (1996). Es de advertir que la zona II está calificada como de disposición moderada del recurso y de explotación semi-intensiva, por su tendencia hacia una explotación intensiva debido a la perforación indiscriminada de pozos. El número de pozos ubicados en la zona II es de 13 pozos existiendo una mínima diferencia entre los existentes en la zona I de 16. Este índice hace suponer que la zona está en vías de sufrir el mismo proceso desarrollado en la zona I. La zona III, de explotación no intensiva con posibilidades de explotación debido al uso compatible del recurso, presenta las mejores condiciones de extracción del recurso subterráneo, pero éste debe llevarse a cabo con una adecuada gestión y manejo que permita un uso sostenido del acuífero.

Zonificación de la parte central del acuífero

En la Figura 27, se aprecia la zonificación realizada para el Valle de Quibor de acuerdo a los criterios considerados y al mapa de isoprobabilidad. Alvarado, en 1989, realiza una zonificación de las posibilidades de manejo y control de la explotación del agua subterránea, después de un análisis cualitativo del acuífero del Valle de Quibor. El mapa de zonificación propuesto por Alvarado se muestra en la Figura 28. De la comparación de ambos mapas se puede observar la similitud en ciertas zonas, en especial, la parte central del acuífero, lo cual afirma que es la zona de explotación intensiva.

A continuación se realiza un análisis más detallado de cada una de las zonas identificadas mediante el mapa de isoprobabilidades y los criterios antes mencionados.

Zona I

La zona de explotación intensiva posee una superficie de 32 Km² aproximadamente, se encuentra delimitada por la isolínea de probabilidad 0,1. Las probabilidades obtenidas indican una posibilidad nula de encontrar un nivel superior a 576 m.

Dentro de esta área se ubican la mayor cantidad de pozos, de gran profundidad de perforación y soporta la mayor cantidad de actividades de extracción. En conjunto contiene el 44,5% del total de los pozos de abastecimiento y con un caudal de explotación de 370,3 l/s. Esta zona coincide con el cono de depresión descrito en el capítulo anterior.

Esta explotación del agua subterránea más allá de los límites permisibles, ha contribuido al desequilibrio en el balance hídrico y un deterioro de su calidad. Por lo cual el uso del recurso hídrico se considera prohibido

En el sector existe la posibilidad de salinización. De acuerdo con Alvarado (1989), por efecto de la sobreexplotación y el descenso permanente de los niveles, las aguas subterráneas han experimentado un deterioro paulatino en lo que respecta a su calidad, restringiendo cada vez más su aptitud de uso tanto para riego como para consumo humano.

Mora (1996), con respecto a la calidad del agua, obtiene una alta posibilidad de encontrar valores superiores a 1500 µmhos, considerando a la zona como de alto riesgo.

El uso del agua a partir de estas zonas deberá realizarse bajo un estricto monitoreo de su calidad.

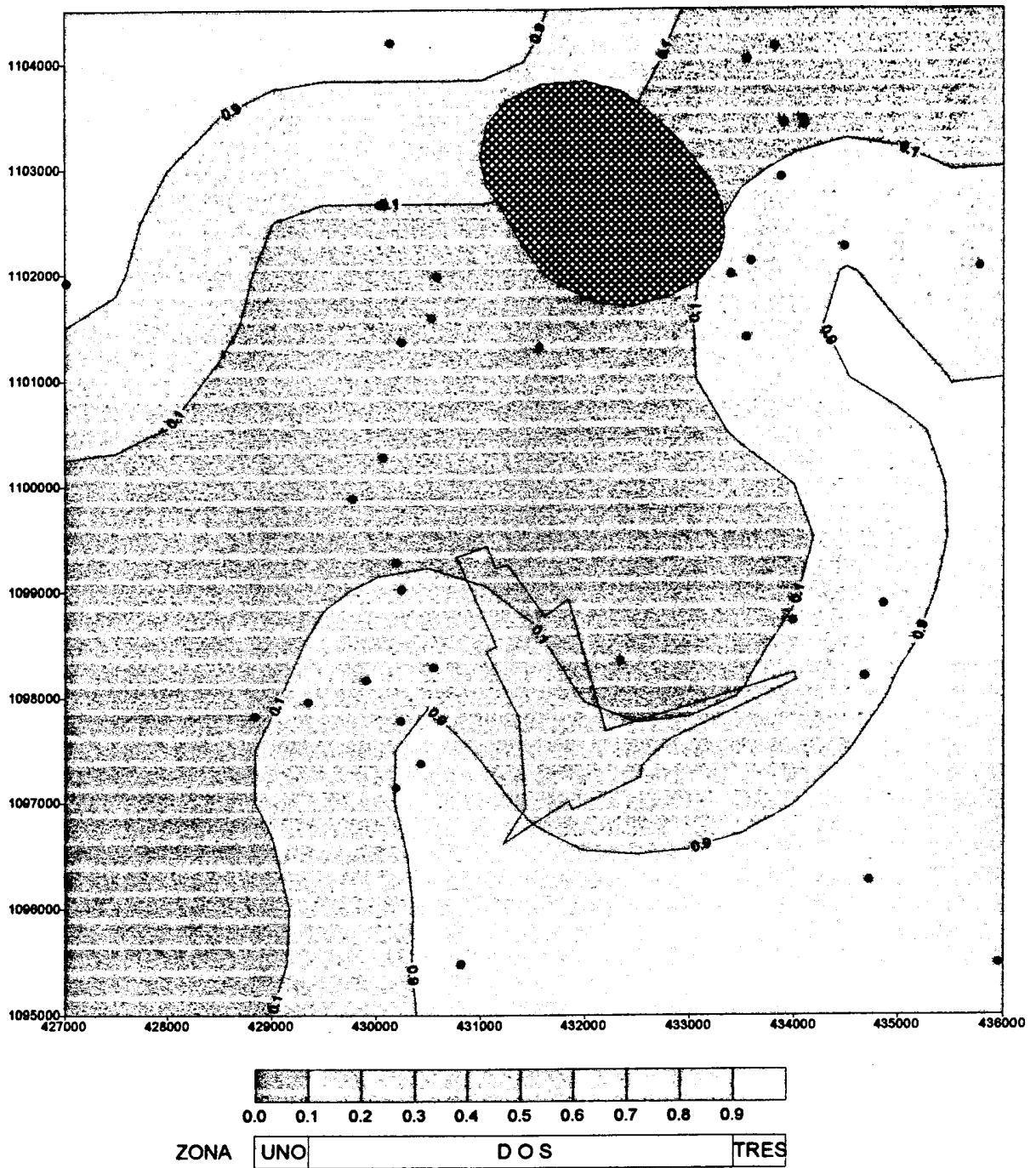


Figura 27. Zonificación de la parte central del acuífero del Valle de Quíbor

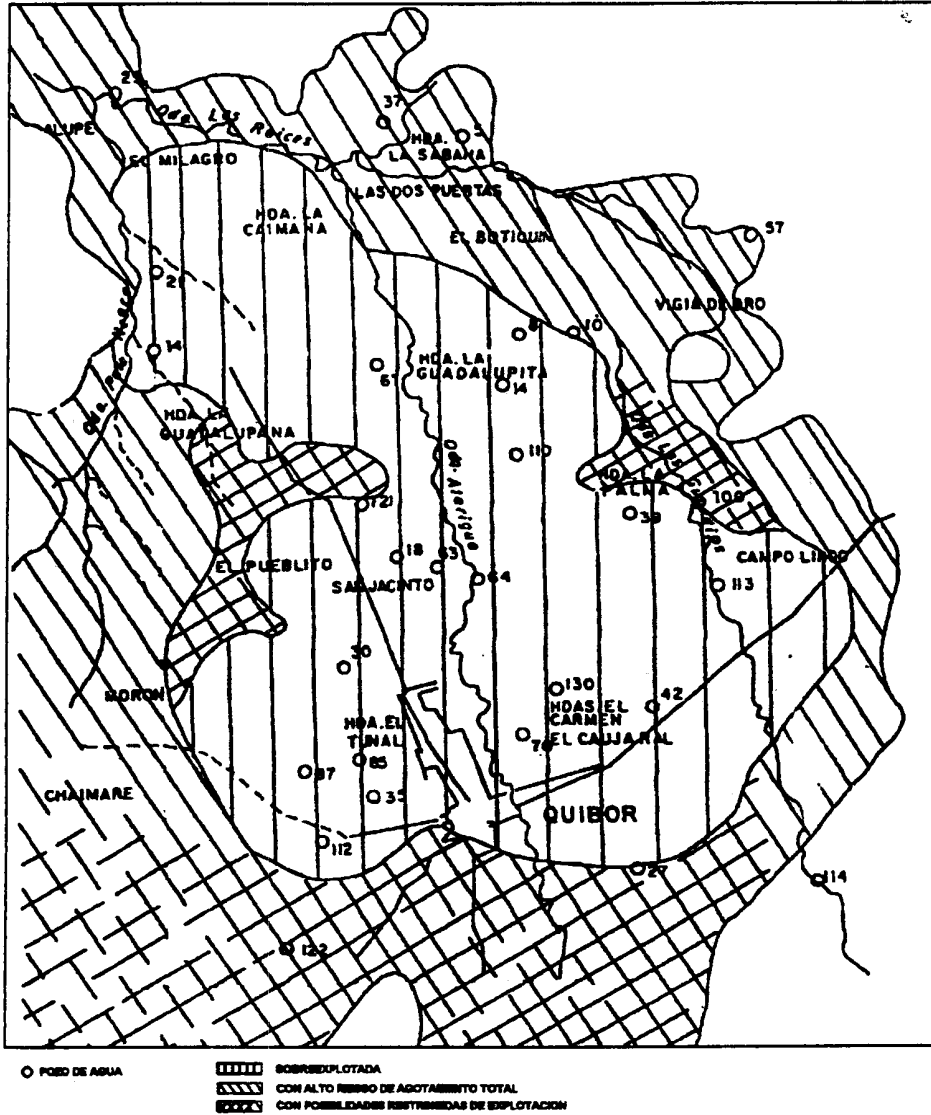


Figura 28. Mapa de zonificación de las posibilidades de manejo y control de la explotación de aguas subterráneas propuesta por Alvarado (1989)