

# UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA

FACULTAD DE INGENIERIA AGRICOLA



**“ANÁLISIS DE LA FLUCTUACIÓN DE LOS NIVELES DE AGUA  
SUBTERRANEA EN EL ACUÍFERO CHAO PARA LA  
ESTIMACIÓN DE LOS RENDIMIENTOS ESPECIFICOS”**

**Tesis para optar el título de:**

**INGENIERO AGRICOLA**

**ANGIE LISBETH PUERTA ALVA**

**LIMA PERU**

**2011**

## CONTENIDO

	Pág. No
TITULO	I
DEDICATORIA	II
AGRADECIMIENTO	III
CONTENIDO	IV
RELACION DE CUADROS	VI
RELACION DE FIGURAS	VII
RELACION DE PLANOS	VIII
RESUMEN	IX
I. INTRODUCCION	01
1.1 Generalidades	01
1.2 Objetivos	02
II. REVISION BIBLIOGRAFICA	03
2.1 El rendimiento específico	03
2.2 Coeficiente de almacenamiento en un acuífero libre	06
2.3 Estimación del rendimiento específico	06
a. Método del balance y pruebas de bombeo	06
b. Método variación de niveles de agua subterránea	09
c. Método de fluctuación de la tabla de agua	12
2.4 La geoestadística	14
a. El semivariograma experimental	16
b. Construcción del semivariograma experimental en 2D	20
III. MATERIALES Y METODOS	23
3.1 Equipos y materiales	23
a. Equipos	23
b. Materiales	23
3.2 Características generales del área de estudio	23
a. Ubicación	23
b. Vías de acceso	23
c. Clima	24
i. Temperatura	25
ii. Humedad relativa	25
iii. Velocidad del viento	25
iv. Precipitación	25
v. Evapotranspiración	25
d. Recursos hídricos superficial	26
e. Recurso hídrico superficial del rio Santa	28
f. Infraestructura para la distribución de agua de riego	30
g. Infraestructura de drenaje	31
3.3 Hidrología subterránea	32
a. Geología y geomorfología	32
b. Topografía superficial	33
c. Topografía de la base impermeable	33
d. Espeso saturado	34

e.	Pozos de bombeo	34
f.	Pozos de observación	34
g.	Profundidad del nivel freático	34
h.	Morfología del aguas subterráneas	35
i.	Propiedades del acuífero	35
i.	Conductividad hidráulica, K	35
ii.	Rendimientos específicos, Sy	36
3.4	Metodología	37
a.	Recopilación de información hidrológica e hidrogeológica	37
b.	Recopilación y análisis de la información topografía	39
c.	Análisis de la información de cotas de pozos	39
d.	Elaboración y análisis de los hidrogramas de los pozos de observación	39
e.	Elaboración y análisis de los planos de hidroisohipsas	40
f.	Estimación y análisis de los componentes del balance hídrico	40
g.	Estimación y análisis de la distribución espacial del rendimiento específico	41
h.	Análisis comparativo entre la distribución espacial del rendimiento específico estimado y los determinados con el análisis de información de pruebas de bombeo	42
IV.	RESULTADOS Y DISCUSION	43
4.1	Elaboracion y análisis de hidrogramas de los pozos de Observación	43
a.	Hidrogramas observados	43
b.	Zonas con similitud en los hidrogramas de pozos de observación	45
4.2	Estimación del rendimiento específico	48
a.	Determinación de la variación de las cargas hidráulicas para los periodos analizados	48
b.	Estimación de los componentes del balance hídrico	52
i.	Recarga neta	52
ii.	Flujo subterráneo	53
iii.	Pérdida de agua subterránea por ascenso capilar	54
iv.	Caudal de bombeo	55
v.	Flujo base	55
vi.	Drenaje de aguas freáticas	55
c.	Estimación y análisis de la distribución espacial del rendimiento específico	55
d.	Análisis comparativos entre la distribución espacial del rendimiento específico estimado y el determinado con el análisis de información de prueba de bombeo	62
i.	Análisis espacial	62
ii.	Analisis residual	63
V.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	65
VI.	BIBLIOGRAFIA	66

## RELACION DE CUADROS

CUADRO	DESCRIPCION	Pág. No
3.1	Información climática del valle Chao	24
3.2	Descargas medias mensuales del río Chao (1956-2004)	27
3.3	Evolución de los volúmenes de agua entregados al valle Chao	28
3.4	Infraestructura de riego de riego principal-valle Chao	30
3.5	Eficiencia de riego en el valle Chao	31
3.6	Registro de aforos en los drenes colectores valle Chao	32
3.7	Propiedades hidrodinámicas del acuífero	37
4.1	Identificación de las zonas, pozos de observación y el periodo de análisis	46
4.2	Variación de las cargas hidráulicas por zonas y sus respectivas areas de influencias	51
4.3	Recargas netas estimadas para las zonas analizadas	53
4.4	Flujos subterráneos de entrada y salida del sistema acuífero	54
4.5	Estimación de los rendimientos específicos zonas del I al IV	57
4.6	Estimación de los rendimientos específicos zonas del V al XI	58
4.7	Estadísticos de los rendimientos específicos estimados	61

## RELACION DE FIGURAS

FIGURA	DESCRIPCION	Pág. No
2.1	Distribución de humedad sobre el nivel freático	05
2.2	Componentes de variables aleatorias	15
2.3	Espacio definido por la tolerancia lineal	18
2.4	Espacio definido por la tolerancia lineal y angular	18
2.5	Espacio definido por las tolerancias y ancho de banda	18
2.6	Forma típica de semivariograma	19
2.7	Comportamiento del variograma en el origen	20
3.1	Ubicación del valle chao	24
3.2	Hidrograma de descargas del rio Chao estación Sifón Huamanzaña - Chorobal	28
3.3	Evolución de los volúmenes de dotación de agua al valle Chao	29
3.4	Volúmenes promedios mensuales entregados al valle Chao	30
4.1	Variación temporal de la carga hidráulica IRHS 88	44
4.2	Variación temporal de las cargas hidráulicas Pozo R84A	45
4.3	Variación temporal de las cargas hidráulicas IRHS 963	45
4.4	Zonificación del acuífero por similitud de hidrogramas de los pozos de observación	47
4.5	Variación temporal de la carga hidráulicas IRHS 328	48
4.6	Variación temporal de la carga hidráulica IRHS 670	48
4.7	Diferencias entre cargas hidráulicas por zonas para los respectivos periodos de análisis	50
4.8	Variograma experimental y teórico de los rendimientos estimados	60
4.9	Variación espacial del rendimiento específico estimados	61
4.10	Variograma experimental y teórico de los rendimientos Estimados mediante pruebas de bombeo	63
4.11	Variación espacial de los rendimientos específicos estimados	64

## RELACION DE PLANOS

PLANO	DESCRIPCION
3.1	Topografía superficial
3.2	Topografía subterránea
3.3	Espesor saturado
3.4	Ubicación de pozos de bombeo
3.5	Ubicación de pozos de observación
3.6	Isopropundidad del nivel freático Agosto 2000.
3.7	Isopropundidad de nivel freático Octubre 2009
3.8	Hidroisohipsas Agosto 2000
3.9	Hidroisohipsas Octubre 2009
3.10	Isoconductividad hidráulica
3.11	Isorendimiento específico
4.1	Áreas cultivadas bajo riego

## RESUMEN

El presente trabajo de investigación ha sido desarrollado en el acuífero del valle Chao, localizado en la provincia de Virú, Departamento la Libertad sobre una superficie de 85.6 Km<sup>2</sup>.

El trabajo ha consistido en analizar la fluctuación de los niveles de agua subterránea en 37 pozos de observación, en el periodo comprendido entre Agosto del 2000 a Octubre del 2009. Así mismo se ha estimado los componentes del balance hídrico, con el objeto de conocer la distribución espacial del rendimiento específico y comparar dichos valores con los obtenidos mediante el análisis de pruebas de bombeo.

El acuífero, ha sido subdividido en 11 zonas, basado en la similitud del comportamiento de hidrogramas de 2 o más pozos de observación, los cuales tienen un periodo inicial y final con fines de análisis.

De la diferencia entre las cargas observadas en ambos periodos, se conoce que en la zona I varía entre 0.60 m y 2.20 m, en la zona II y III varía entre 0.20 m y 1.20 m, similar comportamiento se observa en la zona IV con valores comprendidos entre 0.20 m y 1.80 m. En las zonas V y XI los valores están comprendidos entre 0.10 m y 0.70 m. En la zona VII la variación de carga estimada es 0.20 m. En las zonas VIII y X, los valores se hallan comprendidos entre 0.20 m y 0.60 m y en la zona IX, la variación de las cargas varían entre 0.10 a 1.30 m.

La recarga neta del acuífero producto del exceso de riego en los campos irrigados, varía según la zona y los periodos de análisis. La pérdida de agua subterránea por ascenso capilar ha sido estimado en 11992 m<sup>3</sup>/d a una tasa de 1.307 mm/d y desde 917.21 ha de superficie. El caudal de extracción de agua subterránea ha sido estimado en 5790 m<sup>3</sup>/d, el flujo base 0.404 m<sup>3</sup>/s y 1.204 m<sup>3</sup>/s de caudal de drenaje.

La distribución espacial del rendimiento específico estimado en base al balance hídrico y variación de cargas hidráulicas, se halla comprendido entre 1.6 % y 27%, la mayor superficie del acuífero tiene valores entre 9 % a 13 %, seguido por menores áreas con rangos entre 5 % a 9% y 13 % a 17 %.

Del análisis comparativo entre el rendimiento específico estimado mediante la metodología de la presente tesis y el estimado con pruebas de bombeo, la mayor extensión del área estudiada tiene residuales entre 0% a 4%, seguido por el rango 4% a 8%, los residuales mayores corresponden a zonas en las cuales no se disponen datos de rendimiento específico estimados mediante pruebas de bombeo.

## **1.0 INTRODUCCION**

### **1.1 Generalidades**

El proceso de cuantificación de las reservas de agua en los acuíferos, requiere del conocimiento de las propiedades del medio poroso o fracturado, dependiendo si el acuífero se halla en formaciones no consolidadas o consolidadas, para ello generalmente se recurre a pruebas hidráulicas comunes, las cuales requieren se cumplan ciertos procedimientos elementales, así como de equipos de bombeo con características especiales, en tal virtud, encarecen considerablemente el desarrollo de los estudios hidrogeológicos.

Con el correr de los años se ha diseñado diversos métodos de pruebas hidrodinámicas, el más común denominado prueba de bombeo, seguida por otros como la prueba "Slug", y recientemente la prueba denominada "tomografía hidráulica" a través del cual se colecta y se analiza información de manera distinta a las anteriores, y permite una mayor resolución y por consiguiente una mejor caracterización del medio poroso o fracturado.

De otro lado, tiene importancia la escala o el alcance de una prueba hidráulica, pues como se sabe el radio de influencia de los pozos es limitado, en virtud a ello la caracterización de un acuífero tiene altos costos, acompañado de la incertidumbre de sus propiedades hidrodinámicas como: la conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento, rendimiento específico, porosidad drenable, transmisividad, y resistencia hidráulica.

Con el objeto de disminuir el nivel de incertidumbre, se han desarrollado métodos para regionalizar información, en base a datos observados, entre ellos la aplicación de la geoestadística mediante la elaboración de variogramas experimentales a fin de estimar la magnitud de las variables analizadas en zonas con ausencia de ellos.



A pesar de disponer de herramientas poderosas para la regionalización de datos, el análisis consume tiempo y requiere experiencia para la obtención de resultados confiables, orientado a reducir fehacientemente la incertidumbre, anteriormente expuesta.

De otro lado, el análisis de la información de la fluctuación de los niveles freáticos en pozos de observación estratégicamente localizados y periódicamente observados, así como el conocimiento de los volúmenes de explotación, permiten conocer la distribución espacial de los rendimientos específicos, investigación a ser aplicada al acuífero del valle Chao, a fin que esta información sea de utilidad para cuantificar con cierta precisión los volúmenes de agua subterránea disponibles, así como base para la implementación de modelos de simulación de flujo del agua subterránea en régimen transitorio y lograr una buena gestión del mencionado recurso.

## **1.2 Objetivos**

- a) Determinar espacial y temporalmente, la fluctuación de los niveles de agua subterránea en el acuífero de Chao
- b) Estimar la distribución espacial de los rendimientos específicos en el acuífero de Chao

## 2.0 REVISION BIBLIOGRAFICA

### 2.1 El rendimiento específico

Acorde con Weight. 2008; C.W. Fetter, 2001; de Marsily. 1986, el rendimiento específico es parte de la porosidad total a través del cual el agua fluye debido a la fuerza gravitacional. El volumen de agua drenado por gravedad desde un acuífero de sección unitaria cuando su carga haya descendido en una unidad es denominado rendimiento específico ( $S_y$ ). De otro lado, el volumen de agua retenida en contra de la fuerza gravitacional y adherida a la superficie de los sólidos es denominado retención específica ( $S_r$ ), el mismo que no tiene mucha importancia con fines de aprovechamiento de las aguas subterráneas.

El rendimiento específico es frecuentemente usado para estimar la porosidad efectiva ( $\eta_e$ ), término que describe la porosidad disponible para el flujo del agua.

Es importante aclarar, que el rendimiento específico es estimado a partir de pruebas de drenaje vertical, mientras que la porosidad efectiva es utilizada para cálculos de velocidad de flujo horizontal. Se considera ambos términos iguales, en caso de materiales granulares y gruesos de acuíferos. En material granular con finos, tanto el rendimiento específico y porosidad efectiva son significativamente distintos.

La porosidad esta expresada mediante la siguiente relación:

$$\eta = S_y + S_r \quad (2.1)$$

Donde:  $\eta$  = porosidad  
 $S_y$  = rendimiento específico  
 $S_r$  = retención específica (aproximadamente el 2% del volumen)

Para (Bear, 1972; Moss, 1990; Delleur. 1999), el rendimiento específico es un concepto de flujo en medio no saturado, frecuentemente empleado en investigaciones de drenaje de tierras agrícolas e hidrología subterránea. Lo

define como el volumen promedio de agua drenado desde un volumen unitario de suelo, generalmente de una columna de suelo que se extiende desde la tabla de agua hasta la superficie del terreno, debido al descenso unitario del nivel de la tabla de agua.

La cantidad de agua retenida en el suelo en contra de la fuerza de gravedad, cuando la tabla de agua haya descendido es denominada, como ya se ha mencionado, retención específica, en términos de contenido de humedad es expresado como:

$$C_y + C_r = \eta \quad (2.2)$$

Donde:  $C_y$ : es el rendimiento específico y  $C_r$  = es la retención específica, dividiendo entre la porosidad,  $\eta$ , se obtiene la misma relación entre términos de la saturación:

$$S_y + S_r = 1 \quad (2.3)$$

De esta forma, la retención específica es igual al contenido de humedad a capacidad de campo, el mismo que se produce cuando desciende el nivel del agua subterránea. Cuando el nivel del agua subterránea baja instantáneamente, después de cierto tiempo el nivel logra su equilibrio, dependiendo del tipo de suelo.

La cantidad total de agua drenada  $\Delta W_d$  de la columna de suelo de sección unitaria cuando el nivel de agua varía de la posición  $t'$  a  $t''$ , tal como se muestra en la Fig. № 2.1:

$$\Delta W_d = \eta \Delta h + \int_{z'=0}^{d'} \eta S'_w(z', t') dz' - \int_{z''=0}^{d''} \eta S''_w(z'', t'') dz'' \quad (2.4)$$

El volumen de agua drenado de la columna de suelo debido al descenso unitario del nivel freático, o rendimiento específico correspondiente a la profundidad media  $d = (d' + d'')/2$  es:

$$S_y(d', d'') = \frac{\Delta W_d}{\eta \Delta h} = 1 + \frac{1}{\Delta h} \int_{z'=0}^{d'} S'_w(z', t') dz' - \frac{1}{\Delta h} \int_{z''=0}^{d''} S''_w(z'', t'') dz'' \quad (2.5)$$

Para suelos homogéneos e isotrópicos, ambas curvas  $S'_w = S'_w(z', t')$  y  $S''_w = S''_w(z'', t'')$  son similares en forma. En caso la profundidad de la napa fuera profunda, ambas curvas tenderían hacia  $S_w = \eta C_o$ .

Desde que la cantidad total de agua drenada desde la columna de suelo es:

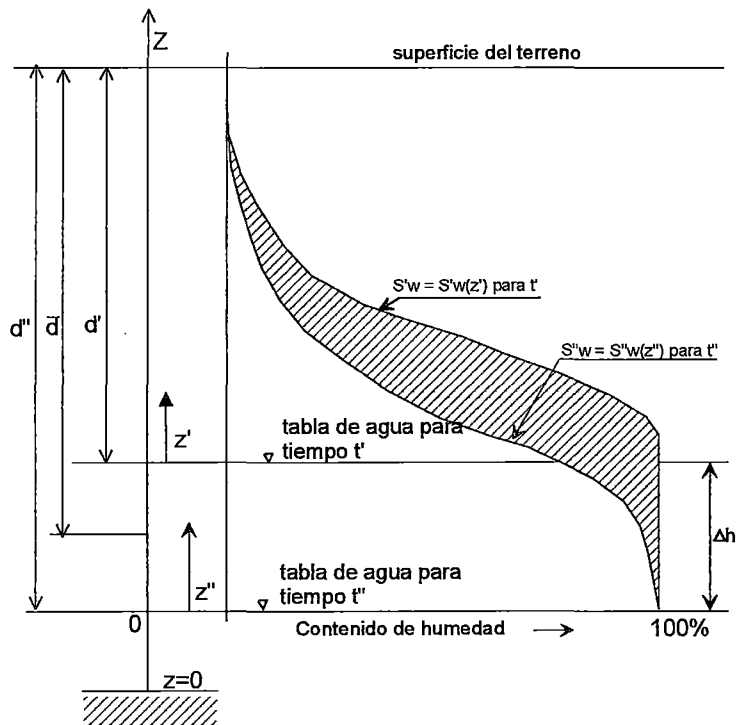
$$\Delta W_d = \Delta h (\eta - C_o) \quad (2.6)$$

El rendimiento específico en términos de suelo saturado es:

$$S_{y,\infty} \equiv S_y \text{ para } d \rightarrow \infty = \frac{\Delta W_d}{\eta \Delta h} = \frac{\eta - C_o}{\eta} = 1 - \frac{C_o}{\eta} = 1 - S_{w0} \quad (2.7)$$

Y en términos de contenido de humedad:

$$C_{y,\infty} \equiv C_y \text{ para } d \rightarrow \infty = \eta - C_o \quad (2.8)$$



**Fig. No 2.1 Distribución de humedad sobre el nivel freático**  
Fuente: (Bear, 1972)

## 2.2 Coeficiente de almacenamiento en un acuífero libre

El nivel de saturación en acuífero libre, varía conforme se recargue o explote agua. El agua es liberada por drenaje gravitacional más la compactación de la matriz sólida y expansión del fluido. El volumen de agua liberado por drenaje gravitacional está dado por el rendimiento específico del acuífero, el coeficiente de almacenamiento de un acuífero libre está dado por la suma del rendimiento específico y el volumen liberado debido al almacenamiento específico (U.S. Army Corps of Engineers. 1999; Delleur. 1999):

$$S = S_y + mS_s \quad (2.9)$$

Donde:  $S$  = coeficiente de almacenamiento  
 $S_y$  = rendimiento específico  
 $m$  = espesor de acuífero (m)  
 $S_s$  = almacenamiento específico (1/m)

El almacenamiento específico es generalmente muy pequeño menos de  $1 \times 10^{-4}$  ( $m^{-1}$ ) y el rendimiento específico varía entre 0.01 a 0.30, en vista de ello la ecuación (2.9) se reduce a:

$$S = S_y \quad (2.10)$$

Valores representativos de rendimientos específicos para materiales seleccionados se puede encontrar en R. Sterrett. 2007.

## 2.3 Estimación del rendimiento específico

### a) Método del balance y pruebas de bombeo

Los métodos para estimar el rendimiento específico, como el análisis de datos tiempo-abatimiento registrados durante una prueba de bombeo y las estimaciones mediante el balance de agua en el cono de abatimiento, basadas en la medición de las fluctuaciones del nivel freático en respuesta a intensidades de recarga y bombeo, entre otros

también son los experimentos desarrollados en laboratorios de drenaje en base a muestras de suelo (Neuman. 1988).

Estudios comparativos entre los métodos antes citados, demuestran que el rendimiento específico determinado por el método tiempo – abatimiento es mucho menor que los obtenidos por el método del balance de agua en el cono de abatimiento y experimentos en laboratorio, concluyéndose que los métodos de balance de agua y ensayos en laboratorio, proveen valores mucho más aproximados.

El rendimiento específico, usando el método de balance es determinado mediante la ecuación:

$$S_y = \frac{V_w}{V_c} \quad (2.11)$$

Donde:  $V_w$ , es el volumen de bombeo acumulado y  $V_c$ , es el volumen del cono de abatimiento. Los volúmenes deben ser estimados para distintos tiempos, y consecuentemente los valores del rendimiento específico, (Nwankwor, Cherry y Gillham; 1984). Basada en la simetría radial, los volúmenes de los conos de abatimiento son determinados usando la regla trapezoidal de integración numérica:

$$V_c = 2\pi \int_x^{\infty} (sr) dr \quad (2.12)$$

Donde  $x$ , es el límite inferior de integración consistente en el radio efectivo del pozo de bombeo;  $s$ , es el abatimiento para una distancia radial dada,  $r$ , medida desde el pozo. Siguiendo el método de McWhorter y Sunada (1977), y reemplazando el límite superior de integración con,  $y$ , la distancia radial donde el abatimiento es cero, es evaluado gráficamente mediante cálculos por segmentos los volúmenes de cilindros elementales tomados alrededor del pozo de bombeo:

$$2\pi \int_x^j (sr) \, dr = 2\pi \left[ \left\{ \Delta r_1 \left( \frac{rs_1}{2} + (rs)_2 \dots + (rs)_{m-1} + \frac{(rs)_m}{2} \right) \right\} + \left\{ \Delta r_2 \left( \frac{rs_1}{2} + \dots + \frac{(rs)_m}{2} \right) \right\} + \dots + \left\{ \Delta r_n \left( \frac{rs_1}{2} + \dots + \frac{(rs)_m}{2} \right) \right\} \right] \quad (2.13)$$

Donde  $\Delta r$ , es constante para cada segmento y representa el espesor del cilindro elemental;  $n$ , es el número de segmentos y  $m$ , es el número de elementos en cada segmento. El volumen de cada segmento individual es sumado para obtener el volumen total,  $V_c$ .

La explicación de lo antes expuesto es debido a las debilidades con que cuentan las teorías de Boulton (1954, 1963) y Neuman (1972, 1974). La teoría de Boulton no considera el flujo vertical en la zona saturada mientras que es considerada en el estrato no saturado, básicamente sobre el nivel freático. La teoría de Neuman, no considera el drenaje en medio no saturado.

Una particularidad del método de balance de agua es haber aplicado al cono de depresión delineada en base a las elevaciones de la tabla de agua. El rendimiento específico,  $S_y$ , para un tiempo dado fue estimado con la ecuación (2.11).

Donde:  $V_w$  es el volumen acumulado producto de la descarga del pozo de bombeo, y  $V_c$  es el volumen del cono observado (o cono de abatimiento). El resultado indica que el valor de  $S_y$  se incrementa con el tiempo desde 0.02 para 15 minutos a 0.05 para 40 minutos, 0.12 para 600 minutos, 0.20 para 1560 minutos, hasta 0.25 para 3870 minutos, correspondiente al último minuto de la prueba, con lo que concluyen que  $S_y$  tiende a ser asintótica al valor 0.30, obtenido en laboratorio mediante la extracción del agua residual sometidas a presiones negativas.

Frente a lo mencionado en los anteriores párrafos (Moench. 1994), analizó información de datos de pruebas de bombeo, con curvas

elaboradas con el modelo de Neuman, siendo los estimados de rendimiento específico muy cercanos a los estimados con el método de balance de agua. El análisis contempla el ploteo de datos de abatimientos observados en más de un pozo e inclusión de efectos de penetración parcial. El drenaje retardado de la zona no saturada fue tomada en consideración para el análisis de curva-tipo y balance, resultando valores de rendimiento específico ligeramente menores a los obtenidos en laboratorio. Por lo que es recomendable seguir el procedimiento diseñado durante la interpretación de datos (Kruseman, de Ridder; 2000), evitar el uso de datos erróneos, o pudiendo encontrarse ante datos provenientes de acuíferos heterogéneos.

#### **b) Método variación de niveles de agua subterránea**

El agua subterránea es una fuente de importancia para el abastecimiento humano y agrícola. El incremento de la explotación de sus reservas conducen a descensos de los niveles de agua subterráneas indeseables en distintos acuíferos, trayendo consigo la sobre explotación; sin embargo, en otros acuíferos se observan ascensos de los niveles de agua, consecuentemente incrementos en los almacenamientos, debido a procesos de recarga desde áreas irrigadas, zonas con lluvias, desde ríos, canales de riego, (Akther; Ahmed and Rasheed. 2009), contexto en el cual es imprescindible observación y análisis periódico de los niveles de agua subterránea.

Entre los métodos para estimación de la recarga de los acuíferos, el método hidrogeológico es el más aproximado, toma en consideración las fluctuaciones de los niveles de agua, que muestra el real régimen hidrogeológico del área en estudio (Pool & Eychaner, 1995). La estimación del rendimiento específico, mediante el método hidrogeológico es expresado como:

$$R_g = \Delta h.A.S_y \quad \text{o} \quad S_y = \frac{R_g}{\Delta h.A} \quad (2.14)$$



Donde:  $R_g$  = recarga neta proveniente de lluvia o riego  
 $\Delta h$  = cambio de los niveles de agua (antes del periodo lluvioso y después, en pozos de observación)  
 $A$  = área del acuífero  
 $S_y$  = rendimiento específico promedio del acuífero.

En estudios de recarga de acuíferos, también interviene el rendimiento específico, Manghi, Mortazavi, Crother y M. Hamdi; 2009. Las fuentes de recarga están caracterizadas por la precipitación, riego, reservorios, lagunas, ríos y otras fuentes. La ecuación de balance hidrológico para una determinada cuenca hidrográfica, puede ser formulada como:

$$(W+Q_{in})-(ET+RO+IP+Q_{bf}+Q_{out})-Q_w = \pm \Delta S \quad (2.15)$$

Donde,  $W$ , es el agua aplicada a la superficie del terreno;  $Q_{in}$  y  $Q_{out}$  son los flujos sub superficiales hacia y fuera del límite;  $ET$  representa la pérdida de agua por evapotranspiración de las aguas superficiales y subterráneas, incluyendo de las zonas no saturadas y saturadas;  $RO$  es la escorrentía superficial;  $IP$  es la precipitación interceptada por la vegetación;  $Q_{bf}$  es el caudal base;  $Q_w$  es el caudal de bombeo de agua subterránea mediante pozos, y  $\Delta S$  es la variación en el almacenamiento del medio saturado. Muchas de las variables son difíciles de estimar, en vista de ello se resume que la recarga incluye el agua percolada y que llega al medio saturado en un periodo de tiempo, incrementando o disminuyendo su nivel, el que puede ser escrito como:

$$R_t = W-(ET+RO+IP+Q_{bf}) \quad (2.16)$$

Donde  $R_t$  es la recarga del acuífero. La recarga sub superficial a través de los linderos del acuífero,  $(Q_{in} - Q_{out})$ , puede ser adicionado a la recarga neta subterránea, sin cambios significativos en el balance hidrológico, ya que la recarga neta subterránea eventualmente contribuye a la zona saturada, en vista de ello la ecuación (Ec. 2.16) es modificada, resultando:

$$R_t = \{W - (ET + RO + IP + Q_{bf}) + (Q_{in} - Q_{out})\} \quad (2.17)$$

Tomando en consideración las condiciones de los niveles freáticos, la variación en el almacenamiento por periodo de tiempo puede ser escrita como (Bredehoeft et al. 1982):

$$\Delta S = \pm \Delta H \cdot A_{gb} \cdot S_y \quad (2.18)$$

Donde;  $\Delta H$ , son las variaciones en las mediciones de los niveles de agua subterránea por periodo de tiempo;  $A_{gb}$  es el área del acuífero; y el  $S_y$  es el rendimiento específico del acuífero.

La fluctuación de los niveles de agua subterránea, pueden ser usadas para estimar la intensidad de recarga del agua subterránea en acuíferos libres, para épocas de estiaje y de lluvia.

La intensidad de recarga en el tiempo, es calculada multiplicando el rendimiento específico y las fluctuaciones de los niveles de agua subterránea:

$$R_t = Q_w \pm (\Delta H \cdot A_{gb} \cdot S_y) \quad (2.19)$$

Si el acuífero es subdividido por zonas, la recarga de agua subterránea por periodo de tiempo,  $R_t$ , será igual a la sumatoria de las recargas por zonas, las que puede ser expresada como:

$$R_t = \sum_{i=1}^{i=n} r_i = Q_w \pm \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta h_i * a_i * S_{yi}) \quad (2.20)$$

Donde  $r_i$ ,  $\Delta h_i$ ,  $a_i$ ,  $n$  y  $S_{yi}$ , representan la recarga de agua subterránea, cambios en los niveles de agua subterránea en dos periodos, el área, el número de zonas y el rendimiento específico por zona, respectivamente. La explotación del agua subterránea es distribuida uniformemente en todas las zonas. Los períodos de tiempo pueden ser, un mes, dos, tres, seis ó 12 meses, sin embargo, en regiones semi áridas donde los niveles de agua subterránea se hallan muy

profundos, es preferible el análisis para periodos de tiempo largos, que corresponde al tiempo necesario que demandaría recargar el acuífero, para que recupere su nivel previo.

### **c) Método de fluctuación de la tabla de agua**

El método de balance hídrico desarrollado por Marechal, Dewandel, Ahmed, Galeazzi and Zaidi (2006), fueron empleados para estimar el rendimiento específico y recarga natural en un acuífero libre, con fluctuaciones de los niveles de agua significativos. Las fluctuaciones de los niveles de agua subterránea se deben a procesos de recarga y descarga del sistema acuífero. La separación del año hidrológico en dos o más periodos de recarga (periodos de lluvia y de estiaje), acompañados con las variaciones de los niveles de agua, permiten el uso del método de fluctuaciones de napa, primero, para estimar el rendimiento específico cuando la napa desciende durante el periodo de estiaje y segundo, para estimar la recarga del acuífero cuando la napa recupera su nivel durante el periodo de lluvia, luego de tomar en consideración todas las componentes del balance hídrico.

La metodología está basada en aplicar el método de la fluctuación de los niveles de agua subterránea en conjunción al método de balance hídrico en el acuífero. El balance hídrico en el acuífero tiene diversas componentes que contribuyen al flujo y variación de las reservas del acuífero. Las variaciones en las reservas pueden ser atribuidas a la recarga superficial, caudales de retorno de zonas irrigadas, y recarga subterránea al acuífero menos el flujo base (descarga a los ríos o cauces), pérdida del agua subterránea por ascenso capilar, bombeo y flujo del agua subterránea fuera del sistema acuífero, matemáticamente es expresada como:

$$R_n + RF + Q_{on} = ET + PG + Q_{off} + Q_{bf} + \Delta S \quad (2.21)$$

Donde  $R_n$  es la recarga neta del acuífero (suma de la recarga directa,  $R_d$ , a través de la zona no saturada y la recarga indirecta y localizada,  $R_{il}$ , desde cuerpos de agua, fracturas),  $R_F$  es la recarga proveniente del exceso de riego (caudal de retorno),  $Q_{on}$ ,  $Q_{off}$  son el flujo subterráneo hacia y fuera del acuífero,  $ET$  es la pérdida de agua por ascenso capilar desde el medio saturado,  $PG$  es el caudal de bombeo,  $Q_{bf}$  es el flujo base, y  $\Delta S$  es la variación en las reservas de agua subterránea.

La metodología usada para determinar las reservas de agua subterránea es el método de la fluctuación de los niveles de agua subterránea, el que asocia la variación de las reservas de agua subterránea  $\Delta S$  con la fluctuación de los niveles de agua,  $\Delta h$ :

$$\Delta S = S_y \Delta h \quad (2.22)$$

Donde  $S_y$  es el rendimiento específico en acuíferos libres.

Debido a que los niveles de agua medidos en pozos de observación son representativos para áreas considerables, el método de la fluctuación de niveles de agua puede ser visualizado como una aproximación integral.

La técnica basada en la observación de los niveles de agua se encuentra entre los métodos ampliamente usados para estimar las intensidades de recarga de acuíferos, probablemente debido a la abundante información de niveles de agua medidos en pozos de observación y la forma simple de estimar la recarga a partir de las fluctuaciones temporales de los niveles de agua. Es aplicable, únicamente a acuíferos libres, con niveles de agua muy superficiales en los que podemos visualizar cambios rápidos en los descensos y ascensos de dichos niveles. En acuíferos con niveles de agua

profundos, el frente húmedo tiende a dispersarse debido a la distancia larga entre la zona de recarga y el nivel del agua subterránea.

En un caso aplicado por Marechal, Dewandel, Ahmed, Galeazzi y Zaidi (2006), un año hidrológico dividido en dos periodos el primero ascenso del nivel freático y el segundo descenso. Combinando la ecuación 2.21 y 2.22, obtuvieron:

$$R+RF+Q_{on} = ET + PG + Q_{off} + S_y \Delta h \quad (2.23)$$

En zonas semi áridas con áreas bajo riego, dos de los términos no pueden ser evaluados independientemente sin la información de la recarga media del acuífero R, y el rendimiento específico,  $S_y$ . Aplicando por separado (2.23) para periodos secos durante el cual  $R=0$ , y para periodos húmedos, se obtienen dos ecuaciones con dos incógnitas:

$$RF^{dry} + Q_{on}^{dry} = PG^{dry} + E^{dry} + Q_{off}^{dry} + S_y \Delta h^{dry} \quad (2.24)$$

$$RF^{wet} + Q_{on}^{wet} = PG^{wet} + E^{wet} + Q_{off}^{wet} + S_y \Delta h^{wet} \quad (2.25)$$

Primero determinar  $S_y$  resolviendo la ecuación (2.24) y luego desarrollar la ecuación (2.25) para determinar R, resultando:

$$S_y = \frac{RF^{dry} + Q_{on}^{dry} - PG^{dry} - E^{dry} - Q_{off}^{dry}}{\Delta h^{dry}} \quad (2.26)$$

$$R = \Delta h^{wet} \cdot S_y - RF^{wet} - Q_{on}^{wet} + PG^{wet} + E^{wet} + Q_{off}^{wet} \quad (2.27)$$

## 2.4 La geoestadística

La geoestadística se define como la aplicación de la teoría de funciones aleatorias al reconocimiento y estimación de fenómenos naturales (Journel y Huijbregts, 1978), o el estudio de las variables

numéricas distribuidas en el espacio (Chauvet, 1994), siendo una herramienta útil en el estudio de estas variables (Zhang, 1992). Su punto de partida es asumir una intuición topo-probabilista (Matheron, 1970). Los fenómenos distribuidos en el espacio, la mineralización en

un yacimiento mineral por ejemplo, presenta un carácter mixto, un comportamiento caótico o aleatorio a escala local, pero a la vez estructural a gran escala (Figura № 2.2).

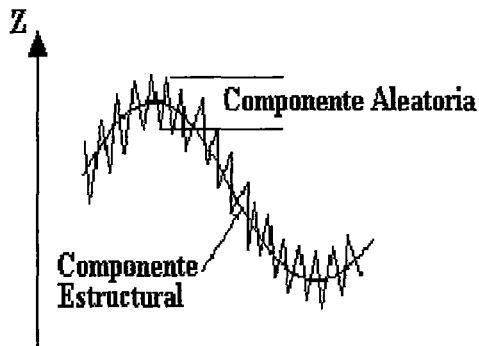


Fig. №.2.2 Componentes de variables aleatorias

El estimador del comportamiento espacial de las variables aleatorias es el Kriging, tiene como objetivo encontrar la mejor estimación posible a partir de la información disponible, y en efecto, el valor estimado obtenido  $Z^*(x)$  de un valor real y desconocido  $Z(x)$ , consiste en una combinación lineal de pesos asociados a cada localización donde fue muestreado un valor  $Z(x_i)$  ( $i = 1, \dots, n$ ) del fenómeno estudiado, observando dos condiciones fundamentales: i) que el estimador sea no sesgado.  $E[Z^* - Z] = 0$ , y ii) que la varianza  $\text{Var}[Z^* - Z]$  sea mínima, consiguiéndose de este modo minimizar la varianza de error de estimación.

A diferencia de otros métodos de interpolación, como por ejemplo el inverso de la distancia, el kriging utiliza en la estimación las características de variabilidad y correlación espacial del fenómeno estudiado, por lo que su uso implica un análisis previo de la información con el objetivo de definir el variograma experimental.

En general, la variable regionalizada como una variable distribuida en el espacio es puramente descriptiva y envuelve una interpretación probabilística, refiriéndose a que, desde el punto de vista matemático,

una variable regionalizada es simplemente una función  $f(x)$  que toma valores en todos los puntos  $x$  de coordenadas  $(x_i, y_i, z_i)$  en el espacio tridimensional.

### a) El semivariograma experimental

El variograma se define como la media aritmética de todos los cuadrados de las diferencias entre pares de valores experimentales separados una distancia  $h$  (Journel y Huijbregts, 1978), o lo que es lo mismo, la varianza de los incrementos de la variable regionalizada en las localizaciones separadas una distancia  $h$ .

$$\text{Var} \{Z(x+h)-Z(x)\} = 2\gamma(h) \quad (2.28)$$

La función  $\gamma(h)$  se denomina semivariograma, la cual puede ser obtenida por la expresión.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N_p(h)} \sum_{i=1}^{N_p(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (2.29)$$

Donde:

$N_p(h)$ : número de pares a la distancia  $h$ .

$h$ : es el incremento.

$Z(x_i)$ : son los valores experimentales.

$x_i$ : localizaciones donde son medidos los valores  $z(x_i)$ .

La expresión  $\gamma(h)$  es la más útil en todo estudio geoestadístico (Armstrong y Carignan, 1997; Weerts, y Bierkens, 1993; Chica, 1987). Su cálculo no consiste en una simple evaluación de su expresión, según se plantea en Krajewski y Gibbs, 1993; Journel y Huijbregts, 1978; David, 1977; Xie y Myers, 1995a; Pannatier, 1993 esta operación está relacionada con los elementos siguientes:

- ✓ La dirección en la que será calculado el semivariograma, uno o dos ángulos que definen una dirección en el espacio  $\alpha$  y/o  $\beta$  con tolerancias angulares  $d\alpha$  y/o  $d\beta$ . El semivariograma calculado usando tolerancia angular de  $90^\circ$  se denomina "semivariograma medio", "global" u "omnidireccional".
  
- ✓ El incremento o paso en el cálculo del semivariograma  $h$  y su tolerancia lineal  $dh$ , se recomienda que el valor de  $dh$  sea la mitad del incremento inicial.
  
- ✓ Una distancia, que representa la distancia máxima a que pueden estar alejados los segundos puntos del par con respecto a la línea que define la dirección de cálculo, conocido como ancho de banda.
  
- ✓ La distancia  $L_{\max}$  hasta la cual será calculada el semivariograma. Se recomienda que ésta sea la mitad de la distancia entre las muestras más alejadas (Armstrong y Carignan, 1997; Krajewski y Gibbs, 1993), aunque dependiendo de la geometría del fenómeno regionalizado en algunos casos puede ser calculado hasta una distancia superior.

Definido los elementos anteriores, se evalúa la expresión del semivariograma para todos los pares de localizaciones separadas a la distancia  $h$  que cumplan las siguientes condiciones:

- i) La distancia entre las localizaciones  $x_i$  y  $x_{i+h}$  sea mayor que  $h-dh$  y menor que  $h+dh$ , o lo que es lo mismo, el segundo punto del par esté incluido en el espacio definido por  $h-dh$  y  $h+dh$  encontrándose el primer punto del par en el origen o (figura 2.3), este origen se mueve entre las muestras a analizar.



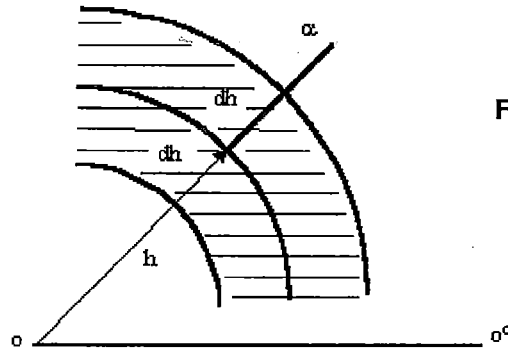


Fig. № 2.3 Espacio definido por la tolerancia lineal

- ii) El ángulo formado entre la línea que une los dos puntos del par y la dirección  $0^\circ$  debe estar incluido entre  $\alpha - d\alpha$  y  $\alpha + d\alpha$  (figura 2.4).

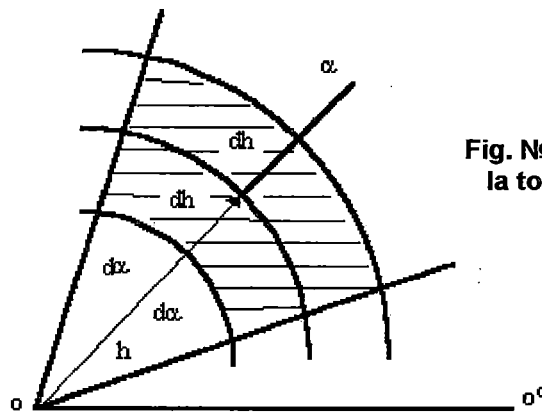


Fig. № 2.4 Espacio definido por la tolerancia lineal y angular

- iii) La distancia entre el segundo punto del par y la línea que define la dirección de cálculo del semivariograma no debe superar el ancho de banda (Deutsch y Journel, 1998) (figura № 2.5).

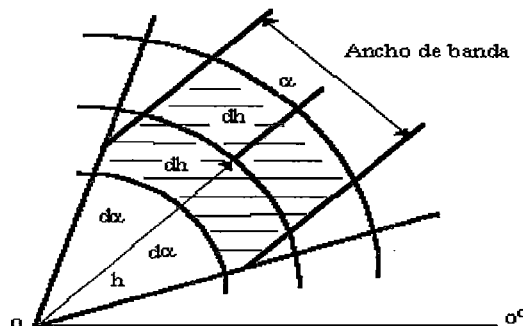
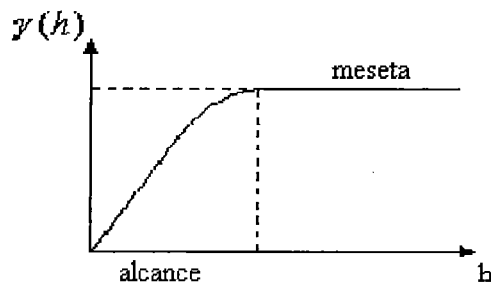


Fig. № 2.5 Espacio definido por las tolerancias y ancho de banda

Finalmente, se representan gráficamente (Fig. № 2.6) los valores de  $\gamma(h)$  en función de  $h$ .



**Fig. № 2.6 Forma típica de semivariograma**

El gráfico de  $\gamma(h)$  tiene las siguientes características, según Armstrong y Carignan, 1997; Krajewski y Gibbs, 1993; Curran y Atkinson, 1998, tal como se muestra en la Figura № 2.5.

- Pasa por el origen (para  $h=0$ ,  $\gamma(h)=0$ )
- Es en general una función creciente de  $h$ .

En la mayor parte de los casos  $\gamma(h)$  crece hasta cierto límite llamado meseta, en otros casos puede crecer indefinidamente. El comportamiento en el origen puede tener diferentes formas, las cuales son según Journel y Huijbregts (1978), Armstrong y Carignan (1997), Chica (1987), Figura № 2.7:

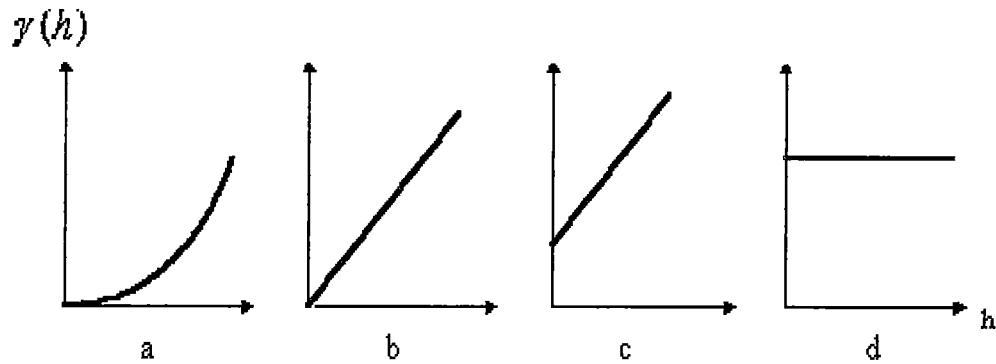
**Parabólico:** Caracteriza a una variable muy regular, siendo continua y diferenciable.

**Lineal:** Caracteriza a una variable continua, pero no diferenciable, es decir menos regular.

**Discontinuidad en el origen:** “Efecto de pepita”, es el caso en que  $\gamma(h)$  no tiende a cero cuando  $h$  tiende a cero. Representa a una variable muy irregular.

**Discontinuo puro:** Llamado también ruido blanco, representa el caso de mayor discontinuidad, siendo el caso límite de ausencia de estructura, donde los valores de dos puntos cualesquiera no tienen correlación alguna.

Fig. № 2.7 Comportamiento del variograma en el origen, a) Parabólico, b) Lineal, c) efecto pepita, d) discontinuo puro



### b) Construcción del semivariograma experimental en 2D

Sea  $Z(x)$  una función aleatoria con  $N$  variables aleatorias regionalizadas  $Z(x_i)$  donde  $x = \{x, y\}$  es la localización y  $Z(x_i)$  es el valor medido correspondiente. Dado una dirección a través de un ángulo  $\alpha$  en la cual se desea calcular el semivariograma,  $d\alpha$  una tolerancia angular,  $dh$  una tolerancia lineal y el ancho de banda.

Ocho son los pasos para la construcción del semivariograma experimental para datos distribuidos en dos dimensiones.

- i) Calcular la cantidad de pares de datos posibles por:  $N_p = N(N-1)/2$
- ii) Para cada par, calcular la distancia entre las localizaciones correspondientes por:

$$d_i = \sqrt{(X_1 - X_2)^2 + (Y_1 - Y_2)^2} \quad (2.30)$$

$i = 1, \dots, N_p$ , almacenando para cada  $i$ :

- P1 ( $x_1, x_2$ ): Número del primer punto del par,
- P2 ( $y_1, y_2$ ): Número del segundo punto del par,
- $d$ : Valor de la distancia entre los dos puntos del par.
- Ángulo  $\alpha'$  que fija la dirección de la recta que pasa por los dos puntos del par.

iii) Ordenar ascendentemente el grupo de datos anteriores por la distancia.

iv) Calcular la amplitud máxima del semivariograma  $L_{\max}$  como  $L_{\max} = D_{\max}/2$ , donde  $D_{\max}$  es la distancia a que están separadas las localizaciones más lejanas. Esto es la máxima distancia calculada en el paso (ii), o lo que es lo mismo, el último valor después del ordenamiento del paso anterior.

v) Fijar una distancia  $h$  inicial conocida como paso o incremento del semivariograma, se recomienda la distancia promedio entre las muestras contiguas. Para los múltiplos de esta distancia será calculada  $\gamma(h)$ , por la expresión del semivariograma. Esto indica la cantidad de puntos a procesar en el semivariograma, el cual se puede obtener como  $L_{\max} / h$

vi) Calcular la expresión del semivariograma para todos los pares almacenados en el paso (ii) que cumplan las condiciones siguientes:

\* La distancia  $d$  sea mayor que  $h-dh$  y menor que  $h+dh$ , es decir,  $h-dh \leq d \leq h+dh$ . Si esta condición se cumple examinar la condición  $b$ , de lo contrario continuar con la distancia siguiente.

\* El ángulo  $\alpha'$  formado entre las líneas que parten del primer punto del par en la dirección  $0^\circ$  y la que pasa por los dos puntos del par en la dirección positiva, es decir, en contra de las manecillas del reloj, sea mayor que  $\alpha-d\alpha$  y menor que  $\alpha+d\alpha$ , es decir,  $\alpha-d\alpha \leq \alpha' \leq \alpha+d\alpha$ . Si esta condición se cumple examinar la condición  $c$ , de lo contrario continuar con la distancia siguiente

\* La distancia entre el segundo punto del par y la línea que pasa por el primer punto en la dirección  $\alpha$  no supere el ancho de banda.

**Observaciones:**

Como los datos almacenados en el paso (ii) están ordenados ascendentemente por la distancia, este paso se interrumpe cuando la distancia siguiente sea mayor que  $h+dh$ , y aquí precisamente, comienza la próxima iteración.

Al interrumpir este paso calcular el semivariograma con los pares que cumplieron las condiciones a, b y c, así se obtiene un valor de  $\gamma(h)$  correspondiente al incremento  $h$  actual.

vii.- Incrementar la distancia  $h$  en su propio valor, es decir,  $h$  será el próximo múltiplo del  $h$  inicial. Si el nuevo valor de  $h$  no supera el valor de  $L$ . Regresar al paso (vi) de lo contrario continuar el siguiente paso.

viii).- Al finalizar el paso (vii) debemos tener para cada valor transitado por  $h$  un valor calculado de  $\gamma(h)$ , los cuales serán representados en un gráfico X-Y donde en la abscisa representan los valores de  $h$  y en la ordenada los de  $\gamma(h)$ . Obteniendo así el semivariograma experimental o empírico para una dirección, incremento y tolerancias definidas.

### **3.0 MATERIALES Y METODOS**

#### **3.1 Equipos y materiales**

##### **a) Equipos**

Gps, sonda eléctrica para medición de niveles de agua, wincha de 5 m, cámara fotográfica.

Una microcomputadora e impresora

Camioneta 4 x 4, proporcionado por el proyecto CHAVIMOCHIC.

##### **b) Materiales**

Plano catastral del valle Chao, ficha para toma de datos de campo, libreta de campo.

#### **3.2 Características generales del área de estudio**

##### **a) Ubicación**

El acuífero Chao se halla localizado en el valle del mismo nombre, que se extiende desde el sector de San León – Monte Grande- Turbinzal hasta el litoral (Ver Fig.№ 2.1). Políticamente, se halla en la jurisdicción del distrito de Chao, provincia de Virú, departamento de La Libertad. Geográficamente, se encuentra entre las coordenadas UTM E747000m, N9046200m y E765500 m, N9064200m.

##### **b) Vías de acceso**

El valle se halla comunicado con la capital de la república y ciudades importantes del norte peruano, a través de la carretera Panamericana Norte que cruza transversalmente en el Km 501. En el valle existen caminos carrozables que conducen a los poblados de Buena Vista, Chorobal, Tanguche, El Tizal, entre otros.

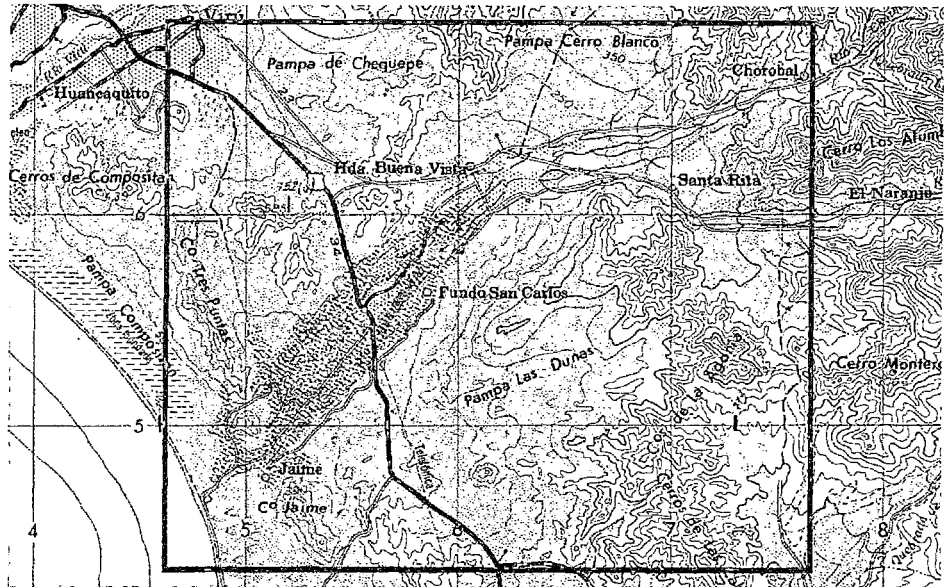


Fig.№ 3.1 Ubicación del valle Chao

### c) Clima

Las variables meteorológicas que caracterizan al valle Chao han sido descritas en base a la información registrada en la Estación Meteorológica San Carlos localizada en la coordenada 08°31'42" de latitud sur y 78°38'11" de longitud oeste a 140.67 msnm, las cuales se muestran en el cuadro № 3.1.

Cuadro № 3.1 Información climática del valle Chao							
Promedio de datos observados en el periodo (1990-2009)							
Estación meteorológica San Carlos							
Latitud:	0831S						
Longitud:	7838W						
Altitud:	140.67m						
Mes	Tmax (°C)	Tmin (°C)	HR (%)	Velocidad del viento (m/s)	Horas de sol	Radiación (MJ/M2/día)	Eto (mm/día)
Ene	29.73	21.26	68.40	3.34	5.71	9.70	4.41
Feb	29.68	21.34	68.70	3.33	6.47	11.10	4.72
Mar	29.52	21.81	70.48	3.41	5.73	11.40	4.70
Abr	28.71	20.02	81.02	3.54	6.64	11.90	3.15
May	27.35	18.43	78.74	3.54	6.62	11.90	4.02
Jun	25.85	16.56	79.37	3.46	6.54	11.40	3.70
Jul	22.12	15.79	79.64	3.54	5.52	10.50	3.25
Ago	22.83	15.89	78.39	3.54	4.86	10.30	3.33
Set	23.18	16.01	76.93	3.63	5.42	10.80	3.55
Oct	23.97	16.89	72.13	3.63	6.69	11.20	3.99
Nov	25.05	17.32	81.42	3.58	6.49	10.50	3.36
Dic	24.94	19.45	92.10	3.41	6.02	9.30	3.87
Media	25.76	18.00	76.84	3.49	6.13	10.80	3.67

### **i) Temperatura**

El rango de temperatura del valle, corresponde a un clima semi cálido a seco, variando las mínimas entre 15.79 °C (Julio) a 21.81°C (Marzo), y las máximas entre 22.12 °C (Julio) y 29.73 °C (Enero), con un promedio anual de 18 °C y 25.76 °C para las temperaturas mínimas y máximas, respectivamente.

### **ii) Humedad relativa**

La humedad relativa mensual oscila entre 68.40% (Enero) a 92.10 % (Diciembre), los valores corresponden a zonas de clima secos.

### **iii) Velocidad de viento**

La velocidad de viento tiene importancia en campos implementados con sistemas de riego por aspersión, así como en zonas en las cuales existe la predominancia de erosión eólica. En el valle la velocidad de viento varía entre 3.33 m/s a 3.63 m/s, las velocidades máximas de vientos registrados oscilan entre 7.96 m/s a 13.83 m/s.

### **iv) Precipitación**

La precipitación es muy baja, variando sus valores entre 0.36 mm/mes a 4.2 mm/mes, las mismas que no tienen efectos sobre los cultivos y la recarga superficial del acuífero.

### **v) Evapotranspiración**

La evapotranspiración es la demanda de agua que ejerce el medio ambiente y expresa la sumatoria entre la evaporación y transpiración de las plantas. Variable empleada para estimar las pérdidas de agua desde las reservas de agua subterránea, principalmente de áreas con profundidad de napa muy cercana a la superficie. Los valores estimados varían entre 3.15 mm/d (Abril) a 4.72 mm/d (febrero), con promedio anual de 3.67 mm/d.



#### **d) Recurso hídrico superficial**

La cuenca del río Chao abarca las provincias de Viru y Santiago de Chuco, con 1558 Km<sup>2</sup> de extensión, de las cuales 690 Km<sup>2</sup> corresponde a la cuenca húmeda que se extiende sobre los 1500 msnm, sobre la cual ocurren precipitaciones estacionales importantes.

El sistema hidrográfico del río Chao, tiene su origen al pie del cerro Ururupa en la cercanías del lugar denominado Los Toritos, con una altitud aproximada de 4050 msnm y arroyuelos de régimen estacional, los que dan origen a los ríos Huamanzaña (principal formador) río Chorobal y río Cerro Blanco; el primero por la margen izquierda y el segundo por el sector central y el último por la margen derecha, la confluencia de estos ríos a 4.5 Km del litoral dan origen al río Chao.

La longitud del curso principal del río Chao, tiene 76 Km y 5% de pendiente promedio, hasta 12% en las partes altas de la cuenca.

A partir de 1956, se viene realizando aforos de las descargas superficiales, en dos estaciones denominadas Sifon Huamanzaña y Chorobal. La estación Sifón Huamanzaña está localizada en 8°28'36" de latitud sur y 78°35'41" de longitud oeste, a una altitud de 268 msnm y la estación Chorobal está localizada en las coordenadas 8°29'11" de latitud sur y 78°35'29" de longitud oeste, a 267 msnm.

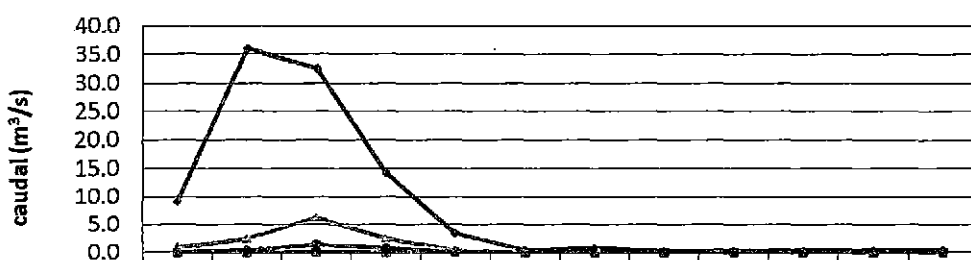
La información de las descargas medias mensuales registradas en la estación Sifón Huamanzaña y Chorobal, es mostrada en el cuadro Nº 3.2 y Fig. Nº 3.2. Caudales importantes discurren a través de esta estación durante Enero a Abril, con un promedio de 6.28 m<sup>3</sup>/s (Marzo), 2.50 m<sup>3</sup>/s (Abril), 2.38 m<sup>3</sup>/s (Febrero) y 0.85 m<sup>3</sup>/s (Enero), el resto de meses las descargas son mínimas o nulas.

Para el 75% de persistencia, los caudales se hallan comprendidos entre 1.44 m<sup>3</sup>/s (marzo), 0.80 m<sup>3</sup>/s (Abril), 0.38 m<sup>3</sup>/s (Febrero) y 0.10 m<sup>3</sup>/s (Enero).

Cuadro N° 3.2 Descargas medias mensuales del río Chao (1956-2004)													
Estación: Sifon Huamanzafía/ Chorobal													
Caudal (m <sup>3</sup> /s)													
Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Media Anual
1956	0.31	1.47	15.74	6.58	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.32	0.44	2.10
1957	1.87	3.14	7.94	5.63	1.19	0.18	0.12	0.08	0.11	0.00	0.00	0.00	1.69
1958	0.00	0.10	8.54	2.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.89
1959	0.34	1.03	5.54	3.07	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.13	0.17	0.87
1960	1.08	1.89	4.92	3.50	0.67	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.06	1.02
1961	0.64	1.19	3.19	2.28	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.64
1962	0.81	2.30	12.94	6.86	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.94
1963	0.00	0.32	9.24	2.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.31	0.31	1.11
1964	0.90	1.44	3.44	2.53	0.66	0.24	0.22	0.21	0.25	0.00	0.00	0.00	0.82
1965	0.00	0.32	2.73	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.26
1966	0.22	0.54	1.89	1.29	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34
1967	0.00	0.26	10.54	2.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	1.15
1968	0.14	0.38	1.34	0.94	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.24
1969	0.40	0.96	3.64	2.32	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63
1970	0.56	1.78	11.54	5.83	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.66
1971	0.59	1.79	10.94	5.66	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60
1972	0.96	2.92	19.24	9.57	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.10	0.15	2.78
1973	1.33	2.51	7.34	5.02	0.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.09	1.44
1974	2.58	2.59	2.78	1.80	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88
1975	2.92	7.51	32.54	14.30	3.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.06
1976	0.18	0.41	2.11	1.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.33
1977	0.91	2.02	10.47	4.95	0.55	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.58
1978	0.01	0.23	1.19	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
1979	0.00	0.00	1.42	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
1980	0.00	0.20	1.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
1981	0.63	1.06	7.14	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79
1982	0.61	0.65	1.10	0.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
1983	0.82	0.63	10.11	1.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.07
1984	0.61	1.19	7.04	0.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79
1985	0.62	0.61	1.44	0.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28
1986	0.66	0.63	2.05	0.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35
1987	0.91	1.61	7.45	2.45	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.08
1988	0.81	1.01	6.38	1.47	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83
1989	0.24	1.08	0.28	0.93	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
1990	0.49	0.16	0.70	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22
1991	1.26	0.60	1.20	0.80	1.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44
1992	0.49	0.16	0.70	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22
1993	0.33	2.35	3.18	3.03	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79
1994	1.91	2.80	4.43	1.14	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.92
1995	0.63	1.01	0.47	1.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31
1996	2.98	6.07	5.54	3.01	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.53
1997	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
1998	9.16	36.11	26.45	4.41	1.06	0.38	0.80	0.18	0.18	0.08	0.06	0.06	6.58
1999	0.01	17.87	4.06	0.75	0.13	0.11	0.11	0.09	0.06	0.04	0.01	0.00	1.94
2000	0.00	1.16	4.37	0.23	0.14	0.10	0.10	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.52
2001	0.10	1.41	8.45	1.37	0.13	0.00	0.09	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.97
2002	1.80	1.02	7.98	1.12	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	1.01
2003	0.00	0.35	3.77	1.13	0.07	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.45
2004	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Maximo	9.16	36.11	32.54	14.30	3.40	0.38	0.80	0.21	0.25	0.30	0.32	0.44	
Minimo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Promedio	0.85	2.38	6.28	2.50	0.34	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	
5% Persisten	0.10	0.38	1.44	0.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	

Fuente: Proyecto CHAVIMOCHIC 2004

**Fig. No 3.2. Hidrograma de descargas del río Chao  
Estación. Sifon Huamanzaña - Chorobal**



	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
—●— Qmax	9.2	36.1	32.5	14.3	3.4	0.4	0.8	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4
—○— Qmin	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
—◇— Qprom	0.9	2.4	6.3	2.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
—◐— Q75% Persis	0.1	0.4	1.4	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

### e) Recurso hídrico superficial del río Santa

Debido a la escasa oferta de agua de la cuenca del río Chao, las aguas conducidas a través del canal CHAVIMOCHIC son la principal fuente para el desarrollo agrícola del valle antiguo y áreas nuevas.

En el cuadro No 3.3, se muestra los volúmenes medios mensuales asignados al valle Chao.

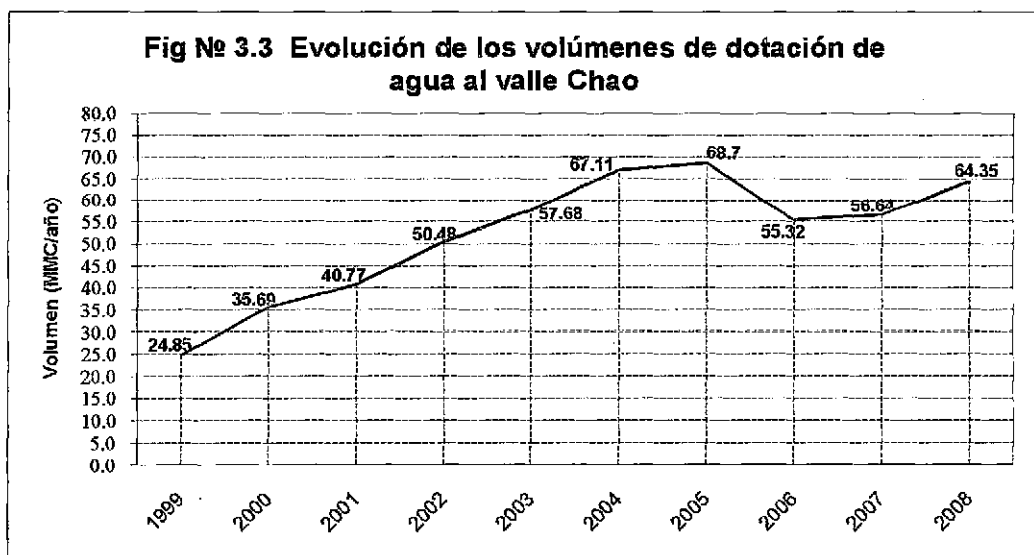
**Cuadro No 3.3 Evolucion de los volúmenes de agua entregados al valle Chao**

AÑO	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Total
1999	3.06	1.96	0.88	1.27	2.08	1.26	1.68	1.91	2.49	2.77	2.68	2.82	24.85
2000	2.43	3.24	2.01	2.99	3.05	2.39	1.77	2.88	3.12	3.84	4.17	3.80	35.69
2001	3.71	2.62	2.11	1.97	3.17	2.80	2.33	3.11	3.55	4.70	5.21	5.49	40.77
2002	5.93	4.56	3.54	3.13	4.56	3.76	3.68	3.53	4.26	4.54	4.56	4.42	50.48
2003	4.55	4.21	5.51	5.49	4.99	3.96	4.18	4.05	4.36	5.63	5.26	5.48	57.68
2004	5.80	5.58	6.62	6.43	6.56	5.43	4.41	3.90	3.21	5.68	6.82	6.67	67.11
2005	6.44	6.29	6.98	6.37	6.04	4.84	5.46	4.74	4.76	5.36	5.59	5.83	68.70
2006	5.86	4.92	4.93	3.32	4.81	4.23	4.17	4.38	4.63	4.70	4.65	4.71	55.32
2007	5.52	5.23	5.70	4.37	4.72	3.75	3.63	3.76	4.10	5.23	5.10	5.52	56.64
2008	5.93	4.84	4.60	4.65	3.65	3.29	3.50	3.54	7.10	4.88	8.89	9.48	64.35
Promedio	4.92	4.35	4.29	4.00	4.36	3.57	3.48	3.58	4.16	4.73	5.29	5.42	52.16

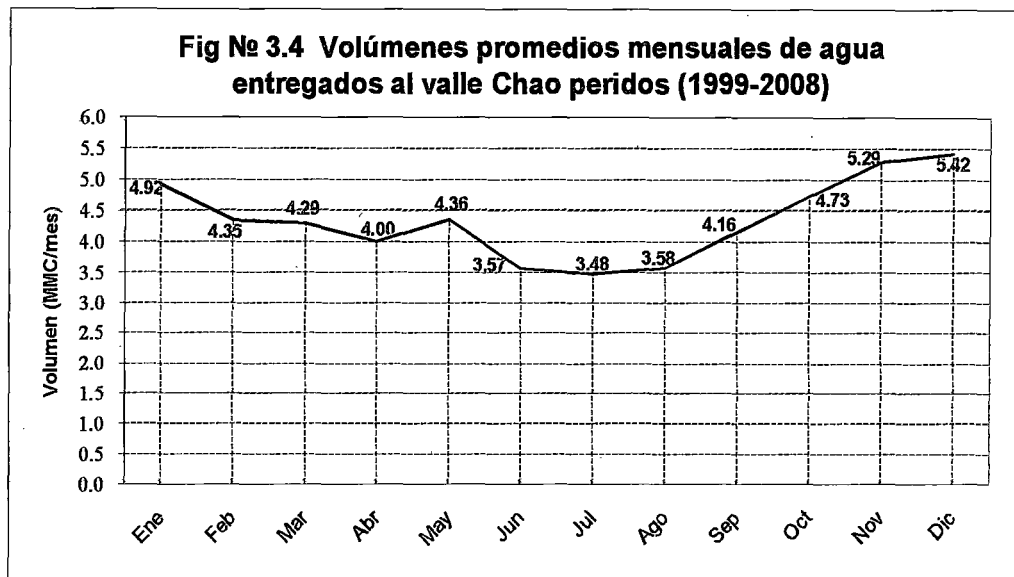
Fuente: Proyecto Chavimochic, 2008

Los volúmenes de entrega se han incrementado progresivamente acorde con la incorporación de suelos en desuso y aéreas nuevas, tal como se observa en la Fig. No 3.3. En 1999, el volumen

entregado fue 24.86 MMC, incrementándose progresivamente hasta alcanzar la máxima dotación en el 2005, igual a 68.70 MMC; sin embargo, en los 2006 y 2007 la dotación disminuyó para luego incrementarse en el 2008 a 64.35 MMC, en general el volumen promedio de dotación, en base al registro analizado es 52.16 MMC.



Los meses con mayor dotación corresponden a Noviembre y Diciembre, en segundo lugar Febrero, Marzo, Abril, Mayo, Setiembre y Octubre y finalmente los meses con menor volumen de dotación son Junio, Julio y Agosto, que coincide con la cosecha de muchos campos agrícolas, tal como se muestra en la Fig. Nº 3.4.



**f) Infraestructura para la distribución de agua de riego**

La infraestructura de riego en el valle está constituida por 03 canales laterales con 38.93 Km de longitud total, los cuales tienen su inicio en el canal Madre, así como de 28 sub laterales con 63.35 Km de longitud, en total.

**Cuadro No 3.4 Infraestructura de riego principal – valle Chao**

Canal lateral	Progresica en el canal madre	Area servida (ha)	Longitud (Km)	Caudal (m <sup>3</sup> /s)
LP-04	23 + 700	1335	6.88	1.20
LP-05	25 + 750	2856	23.76	2.60
LP-06	26 + 550	1140	8.30	1.60
Total		5331	38.94	4.90

La eficiencia de riego en el valle Chao, estimado por el Proyecto CHAVIMOCHIC (2005), en promedio es 20% tal como se muestra en el cuadro No 3.5.

**Cuadro № 3.5 Eficiencia de riego en el valle Chao**

Canal	Eficiencia de conducción	Eficiencia de distribución	Eficiencia aplicación	eficiencia de riego
Lateral 4	0.8815	0.9954	0.2366	0.2076
Lateral 5A	0.8796	0.9933	0.2366	0.2067
Lateral 5B	0.8931	0.9104	0.2366	0.1923
Lateral 6	0.8614	0.9615	0.2366	0.1960

**g) Infraestructura de drenaje**

El sistema de drenaje está constituido por los drenes principales y secundarios enumerados desde el DCH-1 al DCH-12, con 23.20 Km de longitud total. Los drenes son a tajo abierto de sección trapezoidal, los cuales están provistos de caminos de mantenimiento.

Se ha recopilado información de aforos de los drenes colectores más importantes en el valle, los caudales son considerables variando estos entre 1200 l/s a 1917.9 l/s y prácticamente con caudales uniformes durante Abril y Mayo del 2004, siendo el promedio 1852 l/s. Con propósito de la presente tesis se efectuó aforo de los drenes en Octubre del 2009, habiéndose estimado el caudal total igual a 1204 l/s.

**Cuadro Nº 3.6 Registro de aforos en los drenes colectores valle Chao**

Orden Nº	Area de influencia (ha)	Caudales (l/s)				
		Jun-93	Mar-94	Abr-94	May-94	Oct-09
DCH-1.0	139			30.0	5.0	4
DCH-1.1	108					
DCH-1.2	63			142.0		48
DCH-2.0	149		73.0	10.0	4.0	24
DCH-3.0	113		36.4	29.0	7.0	4
DCH-4.0	212	107.0	779.7	373.0	460.0	122
DCH-5.0	317	30.0	11.9	96.0	108.0	47
DCH-5.1	272		6.0	10.0	20.0	14
DCH-6.0	73		5.0	5.0	10.0	8
DCH-7.0	42					
DCH-8A	171	120.0	152.4	214.0	120.0	130
DCH-9.0	232	268.0	299.0	273.0	208.0	264
DCH-10.0	145					
DCH-10.1	210	251.0	267.0	227.0	321.0	261
DCH-10A	124	82.0	46.0	61.0	54.0	51
DCH-11.0	145	190.0	63.0	245.0	348.0	85
DCH-12.0	48	152.0	178.5	136.0	188.0	142
Total	2563 ha	1200 l/s	1917.9 l/s	1851 l/s	1853 l/s	1204 l/s

### 3.3 Hidrología subterránea

#### a) Geología y geomorfología

La geología del valle está constituida por formaciones del Cuaternario Reciente no consolidados, los mismos que han sido depositados, tanto por efectos del agua como por acción del viento, conformado en gran parte lo que se denomina como "Llanura Costanera". Los depósitos son del tipo aluvial, fluvial, coluvial eólico y marino, con predominancia de lutitas, areniscas, intercalaciones de material volcánico con sedimentos, cuyas edades van desde el Jurásico Superior Cretáceo hasta el Cuaternario Reciente. Las rocas ígneas extrusivas representado por los tufos de composición andesítica y riolítica cubren las unidades litológicas más antiguas.

La unidad estratigráfica de importancia en el valle, por cuanto constituye la base y limita lateralmente el acuífero es la formación Casma (JSK-ca), compuesto por rocas volcánicas con presencia de derrames piroclásticos de composición andesítica y riolítica,

hidrogeológicamente éstas constituyen los límites impermeables del acuífero.

El Cuaternario Aluvial (Q-al), cubre la mayor superficie del valle Chao. El material aluvial está compuesto de cantos rodados, gravas, arenas, limos y arcillas, cuyo origen responde al efecto morfodinámico, que a través del tiempo, ha ejercido la escorrentía de los ríos Chao.

El límite impermeable del acuífero está constituido por la presencia de formaciones rocosas, entre ellas destaca la cadena de cerros de la formación Casma y rocas intrusivas (cerro Jaime, Santa Rosa y Tizal), las cuales interceptan al valle en forma perpendicular en el tramo de desembocadura, modificando significativamente el comportamiento general del aluvionamiento y permitiendo el ascenso del nivel freático en la zona cercana al litoral. El detalle geológico y geomorfológico se muestra en el Plano Nº 3.1

#### **b) Topografía superficial**

La topografía superficial de la zona de estudio, constituye el techo del acuífero Chao, desde que las aguas freáticas podrían alcanzar cargas hidráulicas iguales a las cota del terreno, para luego ocurrir escorrentía. La topografía modelada por el río Chao y los intrusivos en el área de estudio, es llana cuyas cotas se hallan comprendidas entre 0.00 msnm y 261.70 msnm, con pendientes que varían entre 5 ‰ en la zona baja a 6.46% en la zona media alta, con 6.8% de pendiente promedio. La topografía ha permitido precisar la ubicación altitudinal de los pozos de observación, y bombeo, drenes y las cotas del lecho del cauce principal del río Chao, la que se muestra en el Plano Nº 3.2.

#### **c) Topografía de la base impermeable**

La topografía de la base impermeable ha sido procesada por el proyecto CHAVIMOCHIC (2009) en base a 75 sondajes eléctricos



verticales, distribuidos sobre el área del proyecto. Las cotas del basamento se hallan comprendidas entre -20 bajo el nivel del mar (zona baja), 50 msnm en la zona media y 199 msnm en la zona alta. Con la información de la cota topográfica de los SEVs y espesores de los horizontes se ha elaborado el Plano № 3.3, el que muestra una morfología compleja del estrato impermeable.

**d) Espesor saturado**

El espesor saturado, correspondiente al segundo y tercer horizonte, varía entre 19.50 m y 54.0 m, con 36.70 m en promedio y 35.88 m de media geométrica. La distribución espacial de esta componente del sistema acuífero se muestra en el Plano № 3.4.

**e) Pozos de bombeo**

Acorde con el último inventario de pozos (1998-1999) se conoce la existencia de 10 pozos tubulares y 661 pozos a tajo abiertos, 318 pozos utilizados, 120 utilizables, 226 no utilizables y 7 pozos en perforación y la explotación de agua subterránea mediante pozos fue estimada en 1.27 MMC/año, la ubicación espacial de los pozos son mostrados en el Plano №.3.5.

**f) Pozos de observación**

La profundidad de los niveles de agua subterránea es monitoreada en 57 pozos de observación. El registro data desde agosto del 2000 hasta octubre del 2009, con 2 observaciones en promedio por año. La ubicación de los pozos de observación se muestra en el Plano №.3.6.

**g) Profundidad del nivel freático**

La información empleada para el análisis de esta variable, corresponde al periodo de registro de Agosto del 2000 (Plano № 3.7) y Octubre del 2009 (Plano № 3.8). La profundidad máxima del nivel freático para el primer caso fue 18.14 m y una mínima de 0.85 m, con 4.56 m en promedio. En general las profundidades mínimas del

nivel freático se registran en la zona central, margen izquierda y zona baja del valle. Para Octubre del 2009, la profundidad máxima del nivel freático fue 10.30 m, la mínima 0.41 m y en promedio 3.74 m.

#### **h) Morfología del agua subterránea**

La morfología del agua subterránea ha sido analizada en base a las cargas hidráulicas calculadas para Agosto del 2000 y Octubre del 2009. Las curvas equipotenciales mostradas en los Planos № 3.8 y 3.10, son uniformes, el sentido de flujo es de NorEste a SurOeste, con gradiente hidráulico que varía de 0.003 (m/m) a 0.017 (m/m) y 0.007 (m/m) de gradiente hidráulico promedio, mientras que para Octubre del 2009, el gradiente mínimo es 0.001 (m/m) y máximo 0.016 (m/m), con 0.006 (m/m) en promedio.

#### **i) Propiedades del acuífero**

Las leyes que gobiernan el flujo del agua subterránea, están en función de las propiedades de los acuíferos, entre las cuales se tiene: la conductividad hidráulica y, el rendimiento específico.

##### **i) Conductividad hidráulica, K**

La conductividad hidráulica es una de las propiedades de los acuíferos muy empleados en el desarrollo de los modelos de simulación de flujo en acuíferos libres.

Acorde con la información revisada de información de pruebas de bombeo interpretadas, los valores de la conductividad hidráulica se halla comprendida entre 19.90 m/d y 91.91 m/d, valores que caracterizan a acuíferos con conductividades hidráulicas altas. El valor promedio es 50.48 m/d, con 48.05 m/d de media geométrica y 45.87 m/d de media armónica.

La distribución espacial de esta propiedad se muestra en el Plano № 3.11 y en el cuadro № 3.7, los valores más altos se observan al

Norte y Sur del Cerro Ganoza y el resto de zona del acuífero se hallan en el rango de 35 m/d a 65 m/d. Las curvas concéntricas de isoconductividades hidráulicas, indican ausencia de información para el apropiado análisis espacial de esta propiedad.

**ii) Rendimiento específico,  $S_y$**

De estimaciones realizadas en estudios anteriores del rendimiento específico, mediante la interpretación de datos de pruebas de bombeo, el valor mínimo es 1.50% y el máximo 23.90%, con 11.45% de promedio, 9.77 % de media geométrica y 8.21 % de media armónica.

El resultado del análisis de distribución espacial del rendimiento específico se muestra en el Plano N° 3.11 y en el cuadro N° 3.7, los valores más altos se observan en la zona media y Oeste del acuífero y valores bajos en la zona media NorEste.

**Cuadro № 3.7 Propiedades hidrodinámicas del acuífero**

IRHS	Coordenadas		K (m/d)	S <sub>y</sub> (%)
	Este (m)	Norte (m)		
18	760217	9060310	19.20	8.2
26	761341	9061152	29.90	
39	762068	9061569	44.93	11.0
42	761869	9060016	25.05	
49	762523	9061356	63.00	
52	762757	9061582	39.39	1.0
83	763139	9060042		11.0
96	762811	9062119	43.20	
105	766297	9062343	23.55	6.6
111	766140	9062491		18.0
116	768569	9062432		11.0
160	767530	9063905	26.70	2.4
168	761493	9060787	45.79	4.1
183	761240	9059092	41.71	
218	759555	9059061		
225	758546	9058020	49.95	1.3
247	758878	9056199		17.5
261	758621	9055536	51.49	
284	756136	9054887	25.65	
333	758880	9060279	50.11	
341	758590	9059416	27.28	
342	758468	9059641	44.06	
358	757973	9058947	40.89	
413	756959	9056667	53.50	
430	757114	9055111	44.32	4.0
495	752956	9052826	92.40	24.0
524	754307	9051135	81.20	
564	751676	9049595	33.17	
565	751528	9049707	62.78	21.0
610	751526	9051059	74.41	
662	749179	9048472		7.7
663	749036	9047812	32.80	

### 3.4 Metodología

La metodología seguida para el logro de los objetivos de la presente investigación, contemplan trabajos de campo y gabinete, los cuales son detalladas a continuación:

#### a) Recopilación de información hidrológica e hidrogeológica

Etapa que contempla la recopilación en gabinete de los registros de las descargas medias mensuales del río Chao, a fin de conocer su

disponibilidad en el tiempo para su uso en el valle y estimar los periodos de recarga del acuífero a través del lecho, así como desde las áreas irrigadas con dicha fuente. La disponibilidad del recurso hídrico superficial fue estimada para el 75% de probabilidad de ocurrencia, tratándose de un valle propiamente agrícola. La información fue recopilada de los archivos técnicos con que dispone el proyecto CHAVIMOCHIC y, la Junta de Usuarios del valle Chao.

La información hidrogeológica fue recopilada tanto de campo y gabinete. La etapa de campo contempla el reconocimiento in situ del ámbito de estudio, su amplitud, linderos, condiciones de frontera, la problemática de las aguas subterráneas, las eficiencias de los sistemas de riego en las áreas actualmente cultivadas, toma de información de los niveles de agua subterránea, en los pozos de observación, con ayuda de un GPS y una sonda eléctrica.

La etapa de gabinete ha consistido en recopilar información referente a la geología del acuífero, geomorfología, propiedades del acuífero (conductividad hidráulica, rendimiento específico, transmisividad), así como la recopilación de los registros históricos del control de los niveles de agua subterránea, en los pozos de observación; y la recopilación de información histórica de los caudales de explotación de agua subterránea a través de los pozos a tajo abierto y tubulares, la información fue recopilada de los archivos técnicos del proyecto CHAVIMOCHIC.

La dotación de agua por cultivo, eficiencias de riego, áreas de cada uno de los cultivos, y su variación histórica de las variables mencionadas, fueron recopiladas de los archivos técnicos de la Junta de Usuarios y Autoridad Local del Agua (ex ATDR). Así mismo, se recopiló información histórica de la dotación de agua desde el canal CHAVIMOCHIC al valle Chao.

**b) Recopilación y análisis de la información topográfica**

En vista de las distintas versiones de planos topográficos con que dispone el valle, se ha optado por analizar y seleccionar el plano topográfico elaborado por el proyecto CHAVIMOCHIC en el año 2008. Esta información permitió precisar las cotas de los pozos de observación,  $Z(x,y)$  y pozos de bombeo  $Q(x,y)$ .

**c) Análisis de la información de cotas de pozos**

En base al plano topográfico seleccionado (Item b), se determinaron las cotas de los pozos de observación  $Z(y,x)$ , con las cuales se ha estimado las cargas hidráulicas, para la elaboración de los planos de Hidroisohipsas.

**d) Elaboración y análisis de los hidrogramas de los pozos de observación**

Como variable de mucha importancia en la presente investigación se ha elaborado y analizado los hidrogramas de cada uno de los pozos de observación,  $h(t)$ , e identificaron los periodos de descenso y ascenso de los niveles de agua subterránea.

En los hidrogramas de los pozos se ha identificado la variación temporal de las cargas hidráulicas,  $\Delta h(t)$ . Una vez seleccionado los periodos de descenso y recuperación, se ha procedido a elaborar planos de la distribución espacial de las cargas hidráulicas para el inicio y final del descenso y recuperación de las aguas subterráneas.

Los planos antes mencionados muestran la distribución espacial y temporal de las cargas hidráulicas,  $h(x,y, t_1)$  y  $h(x,y, t_2)$ , para los tiempos  $t_1$  y  $t_2$  y de la diferencia entre ambas superficies se ha determinado la distribución  $\Delta h(x,y,t_{1-2}) = h(x,y, t_1) - h(x,y, t_2)$ .

#### **e) Elaboración y análisis de los planos de hidroisohipsas**

La elaboración de los planos de hidroisohipsas, se sustenta en el análisis espacial de las cargas hidráulicas calculadas para cada uno de los pozos de observación.

El análisis espacial consistió en elaborar el variograma experimental y establecer el variograma teórico que mejor se ajuste a las cargas calculadas (Ec. 2.28):

El análisis geoestadístico fue realizado con la ayuda del software Surfer 9.0, Golden Software (2009).

#### **f) Estimación y análisis de los componentes del balance hídrico**

Se analizó la aplicación de la expresión de balance hídrico (Ec.2.20), así como la cuantificación de cada una de las componentes.

$$R_n + RF + Q_{on} = ET + PG + Q_{off} + Q_{bf} + \Delta S$$

La recarga neta,  $R_n$ , del sistema acuífero se estimó con la información de campo y gabinete, se tomó en consideración la recarga desde campos irrigados, RF, canales de riego, y lecho del río.

Las componentes  $Q_{on}$  y  $Q_{off}$  que corresponden al flujo subterráneo hacia y fuera del acuífero, fueron determinados mediante la ecuación de Darcy (1856), que está en función del gradiente hidráulico ( $i$ ), conductividad hidráulica ( $K$ ) y espesor saturado ( $b$ ),  $Q = Kbi$ . La pérdida de agua por ascenso capilar, ET, desde el acuífero ha sido estimada en base a la textura predominante del estrato superficial de los suelos en el valle y las variables meteorológicas de la zona.

Con el objeto de estimar de pérdida de agua por ascenso capilar, se ha sido estimado la evapotranspiración potencial mediante el método de Penman-Monteith, el mismo que se halla estructurado en el software Cropwat 8.0, FAO (2009).

El caudal de bombeo PG, es mínimo en el valle, por cuanto se vienen empleando aguas superficiales dotadas por el canal CHAVIMOCHIC, para el riego de los campos de cultivo

El flujo base,  $Q_{bf}$ , es prácticamente nulo, puesto que el agua recargada como consecuencia de la aplicación de riego a los campos de cultivo, fluyen hacia el acuífero propiamente.

Y  $\Delta S$  considerado como la variación en las reservas de agua subterránea, expresado como:  $\Delta S(x,y,t) = S_y \Delta h(x,y,t)$ , el  $\Delta h$  se estimo de las fluctuaciones de los niveles freáticos  $\Delta h(x,y,t)$ .

**g) Estimación y análisis de la distribución espacial del rendimiento específico**

Una vez estimada las componentes del balance hídrico y la distribución espacial de las fluctuaciones de las cargas hidráulicas,  $\Delta h(x,y,t)$ , se estimo la distribución espacial del rendimiento específico (Ec. 2.25).

El análisis de la distribución espacial del rendimiento específico, ha sido realizado mediante el variograma experimental y teórico



**h) Análisis comparativo entre la distribución espacial del rendimiento específico estimado y los determinados con el análisis de información de pruebas de bombeo**

La distribución espacial del rendimiento específico estimado mediante la metodología diseñada en la presente investigación, ha sido comparada con la distribución espacial de dicha variable estimada mediante el análisis de datos de pruebas de bombeo, esta última información fue recopilada de los reportes de estudios hidrogeológicos desarrollados en el acuífero en estudio. El análisis comparativo se sustenta en la estadística de los residuales de ambas poblaciones,  $R_i = S_{y1} - S_{y2}$ , donde  $R_i$  es el residual;  $S_{y1}$ , y  $S_{y2}$  = rendimiento específico de la población 1 y 2, respectivamente.

## **4.0 RESULTADOS Y DISCUSION**

### **4.1 Elaboración y análisis de hidrogramas de los pozos de observación**

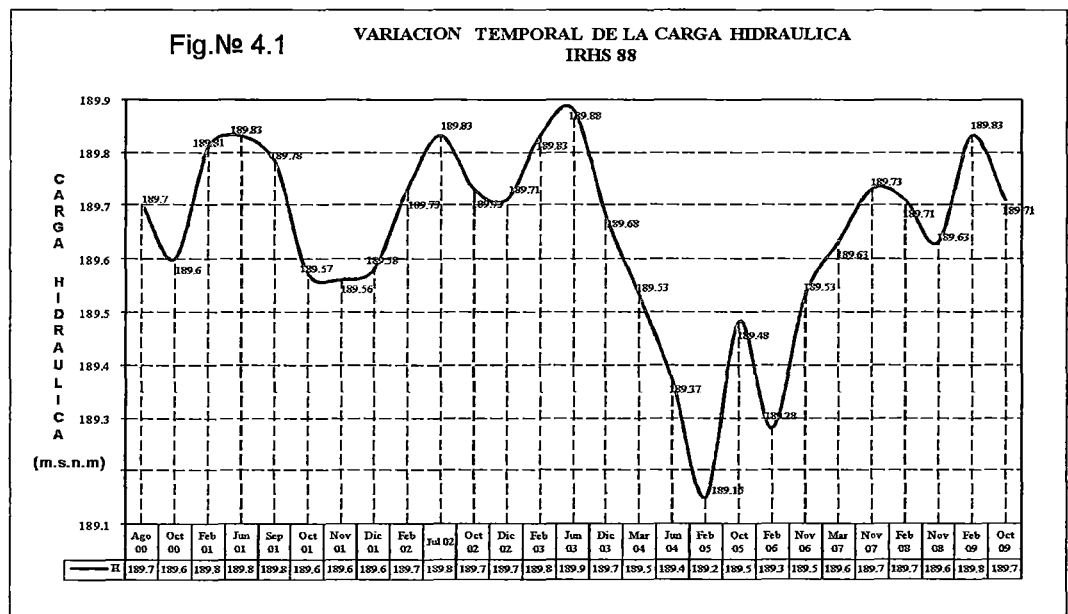
Las cargas hidráulicas son consideradas como la función respuesta de todo proceso físico e hidrológico en un acuífero y como tal tiene mucha importancia en la presente investigación, por lo que ha sido necesario elaborar y analizar los hidrogramas de los pozos de observación,  $h(t)$ , e identificar los periodos de descenso y ascenso de los niveles de agua subterránea con el objeto de estimar la distribución de los rendimientos específicos.

#### **a) Hidrogramas observados**

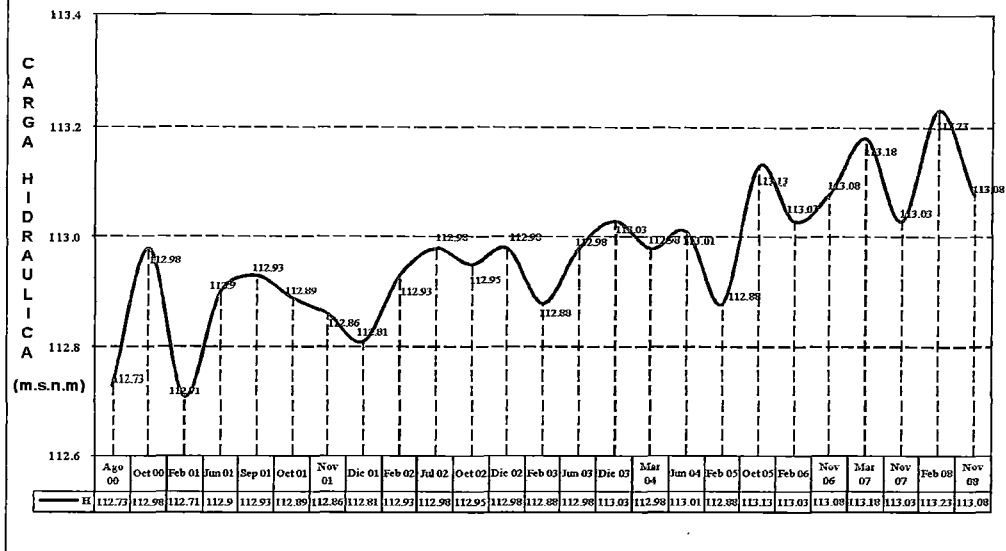
Se ha analizado 37 hidrogramas de pozos de observación, para el periodo comprendido entre Agosto del 2000 a Octubre del 2009. Los hidrogramas muestran rangos variados de fluctuación en sus niveles, teniendo influencia la cercanía al curso de los ríos, canales, drenes, áreas irrigadas y las propiedades hidrodinámicas del acuífero. Como se expondrá con mayor detalle más adelante, las variaciones de los niveles de agua se hallan comprendidos entre 0.10 m y 2.80 m para el periodo antes mencionado. Una de las causas del ascenso del nivel de agua es debido a la variación de la cedula de cultivo con requerimientos superiores a las cedula que las preceden. A manera de ejemplo se visualiza el incremento de áreas agrícolas con el cultivo de caña de azúcar, espárrago y maíz. Otra de las causas es el costo del agua, por lo que debe implementarse una tarifa por volumen de agua con el objeto de inducir a los usuarios optimizar sus sistemas de riego

Se ha seleccionado tres hidrogramas tipo para su respectivo análisis. En las figuras № 4.1, 4.2 y 4.3, se muestran los hidrogramas de los

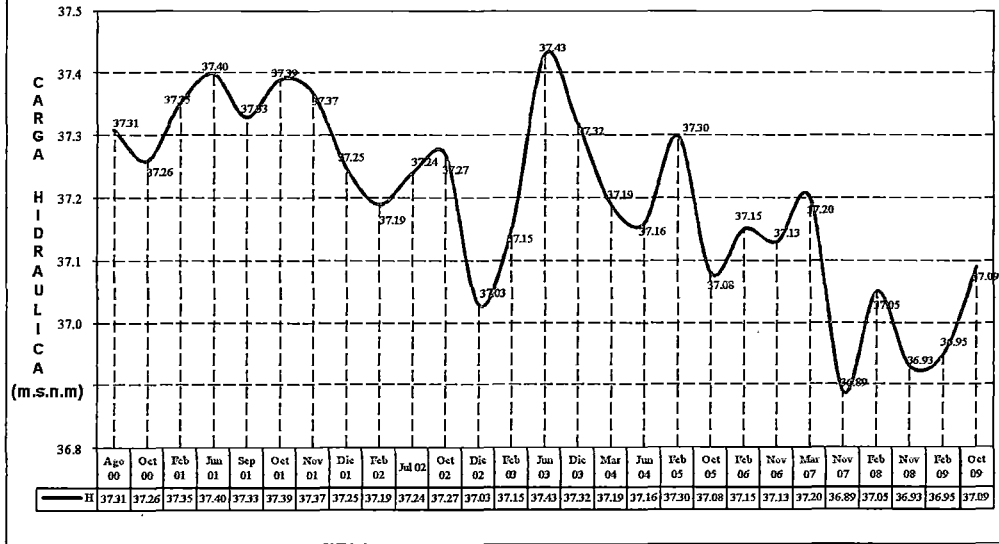
pozos de observación IRHS-88, R84-A, e IRHS-963. En el primer hidrograma se observa descensos y ascensos progresivos con un rango máximo de variación de cargas de 0.73 m (Periodo Jun-03 y Feb-05). El hidrograma del pozo R84-A muestra una tendencia ascendente de las cargas hidráulicas a razón de 6.25 cm/año con rango máximo de 0.52 m (Periodo Feb-01 y Feb-08). Finalmente el hidrograma del pozos IRHS-963 muestra un descenso promedio de 5.87 cm/año y rango máximo de 2.49 m (Periodo Jun-01 y Nov-07), lo que muestra una reacción retardada del acuífero frente al proceso de recarga y descarga.



**Fig. No 4.2 VARIACION TEMPORAL DE LA CARGA HIDRAULICA POZO - R84A**



**Fig. No 4.3 VARIACION TEMPORAL DE LA CARGA HIDRAULICA POZO P130A - IRHS 963**



**b) Zonas con similitud en los hidrogramas de pozos de observación**

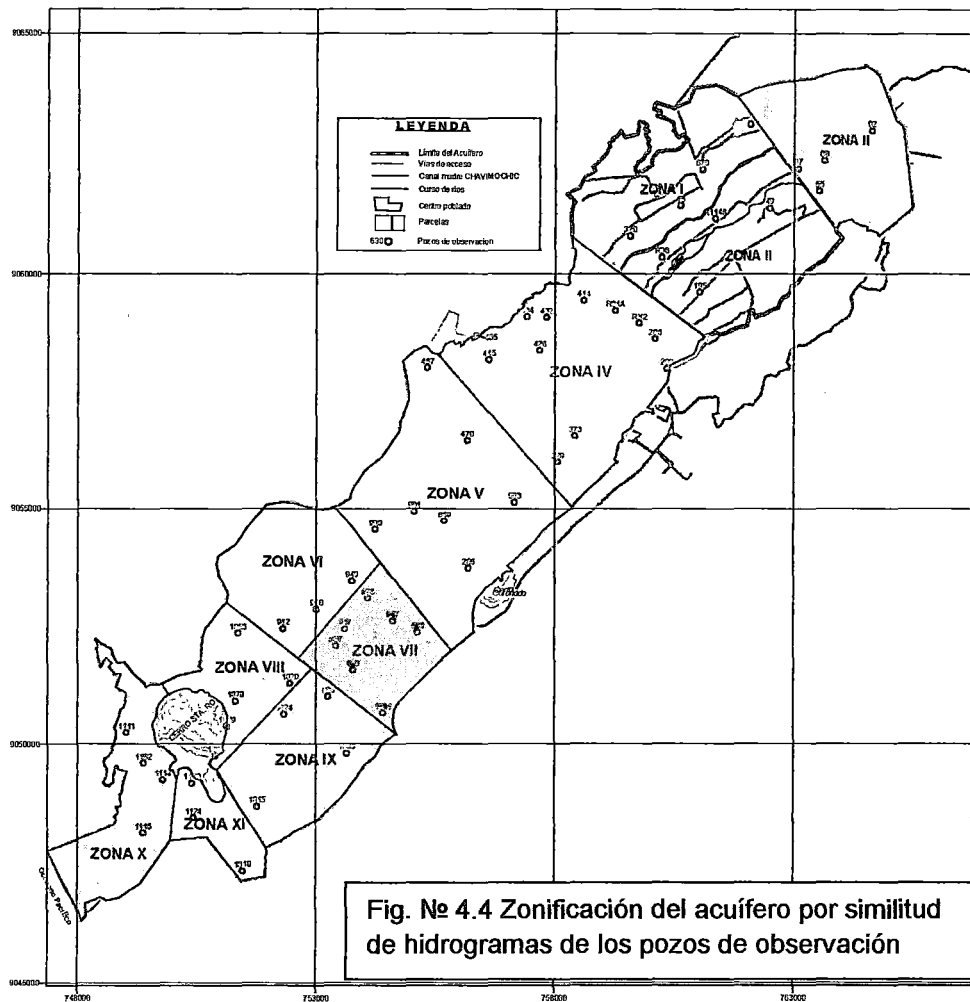
Con la premisa de que la variación de los niveles de agua subterránea por zonas o sectores obedecen a propiedades hidrodinámicas similares de los acuíferos así como las intensidades de recarga y descarga, se ha optado por subdividir el acuífero en 11 zonas.

En el cuadro № 4.1, se muestra las zonas en las cuales se han identificado pozos con similares fluctuaciones de niveles de agua subterránea, el periodo de análisis es variable para cada zona, con duraciones comprendidas entre 151 días a 1669 días.

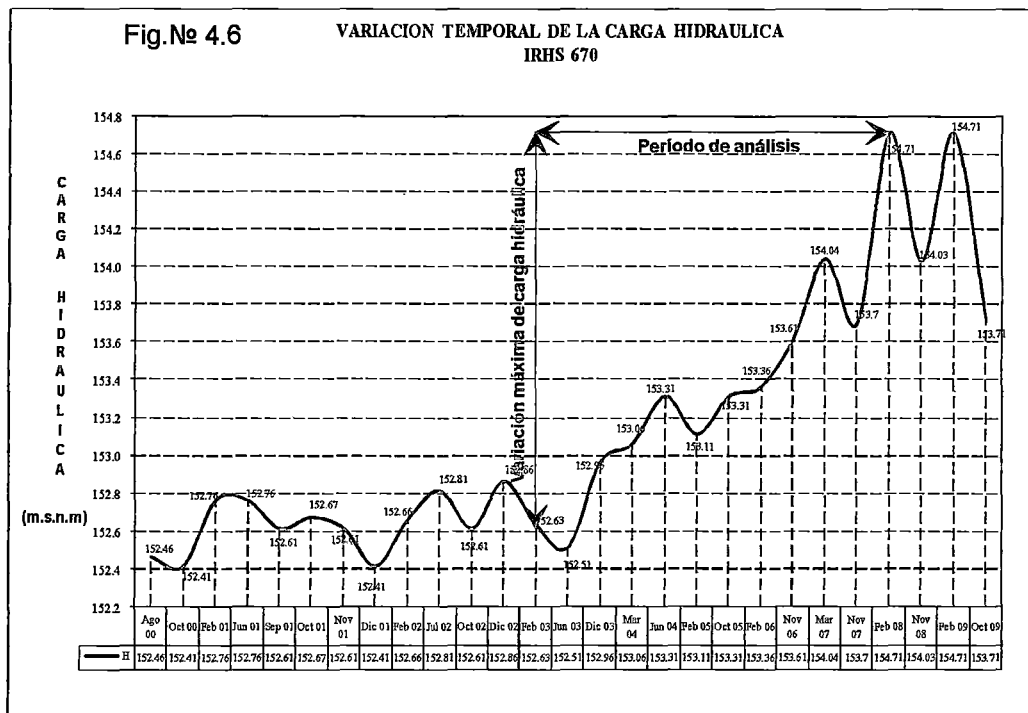
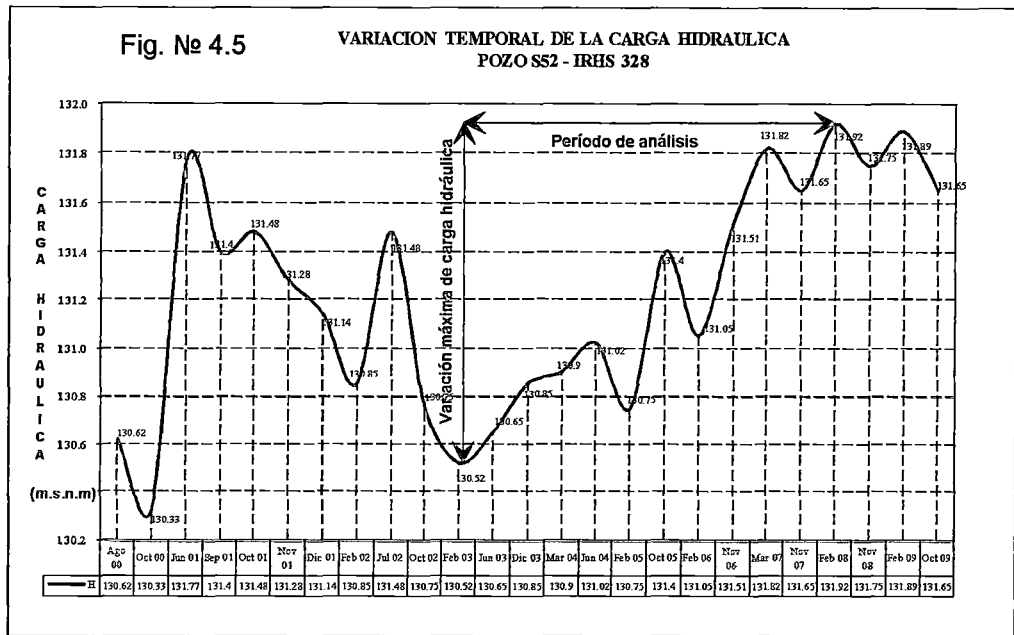
En la Fig. № 4.4, se muestra la ubicación de las zonas así como los pozos de observación incluidos en cada uno de ellos.

**Cuadro № 4.1 Identificación de las zonas, pozos de observación y el periodo de análisis**

Zonas	Hidrogramas de pozos	Periodo de análisis	Tiempo (días)
I	328 y 670	Jun-03/Feb-08	1699
II	49, 195, R96 y R114A	Jul-02/Feb-05	604
III	88 y 92	Jun-03/Feb-05	634
IV	200, 206, 432, 434, RX2, R84A	Dic-03/Mar-07	1216
V	503, 669 y 908	Feb-03/Jun-04	510
VI	942, 949 y 950	Feb-03/Feb-05	754
VII	917, 923, 937, 947 y 963	Dic-02/Dic-03	365
VIII	1028, 1078, 1079 y 1092	Feb-03/Feb-06	1119
IX	996 y 1015	Nov-06/Mar-07	151
X	1102, 1111 y 1114	Jul-02/Dic-03	545
XI	1018, 1100 y 1124	Dic-01/Mar-04	851



Como se ha mencionado, la zonificación del acuífero se ha realizado en base a la similitud de los hidrogramas, y como ilustración de ello se muestran los hidrogramas de los pozos de observación IRHS-328 e IRHS-670. Ambos gráficos muestran similar tendencia en la variación de sus niveles de agua, los periodos de inicio de ascenso del nivel de agua son muy similares así como el nivel máximo alcanzado en el periodo Febrero – 2003 y febrero 2008 (duración del periodo de análisis 1699 días). Similar criterio ha sido empleado para el resto de zonas, con la diferencia en el periodo de análisis.



## 4.2 Estimación del rendimiento específico

Siendo el objetivo de la presente investigación, la estimación del rendimiento específico en base a la fluctuación de los niveles de agua, se han

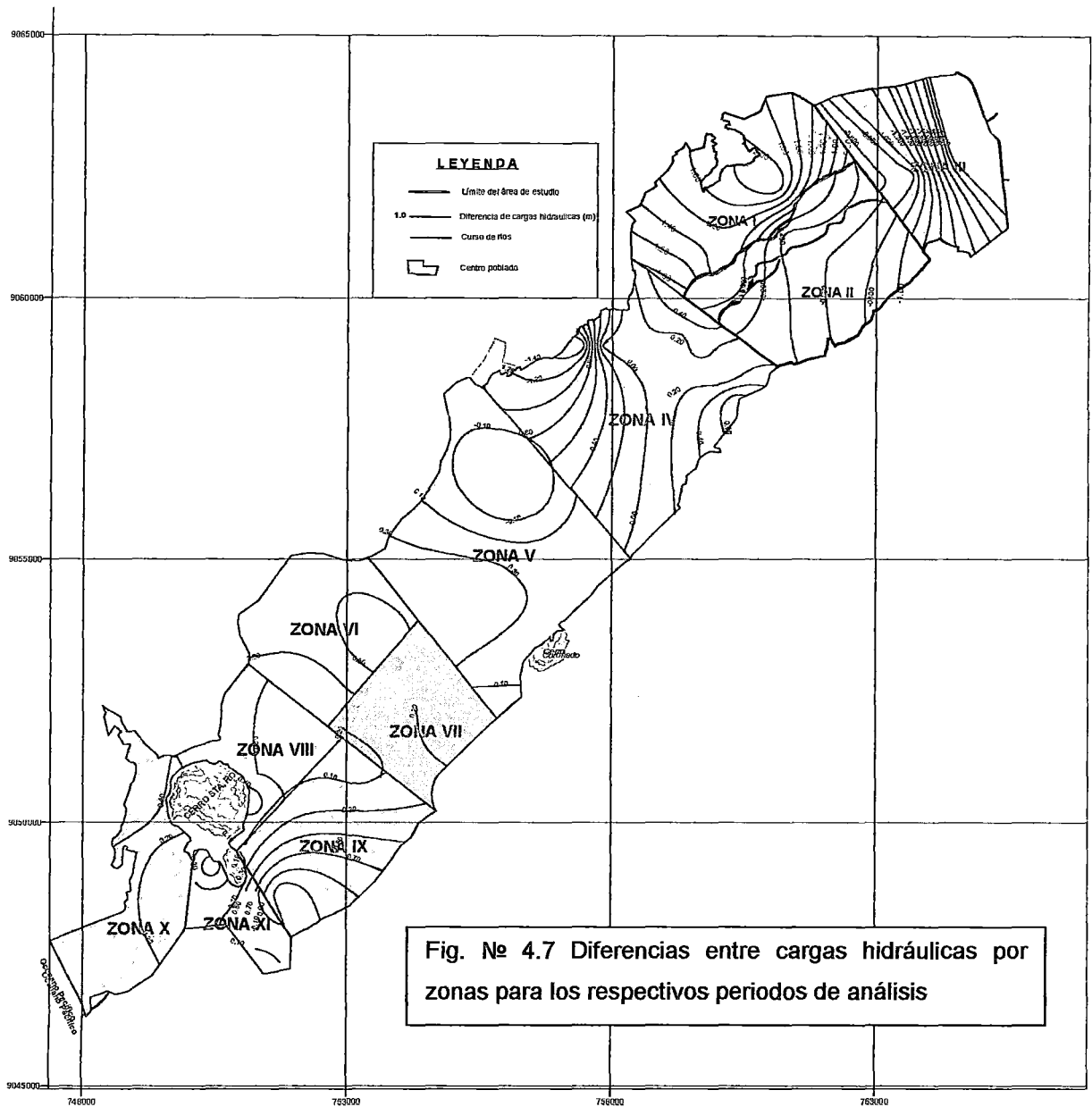
desarrollado una metodología secuencial, análisis y verificación de los resultados.

**a) Determinación de la variación de las cargas hidráulicas para los períodos analizados**

Para los períodos de análisis y las zonas mostradas en el cuadro № 4.1, se ha elaborado los respectivos planos de hidroisohipsas los cuales explican la distribución espacial y temporal de las cargas hidráulicas,  $h(x,y, t_1)$  y  $h(x,y, t_2)$ , siendo  $t_1$  y  $t_2$  el tiempo de inicio y final del periodo de análisis, en total son 22 planos correspondiente a 11 zonas. Los planos han permitido estimar el caudal de ingreso y salida de agua subterránea del acuífero Chao.

La diferencia entre las superficies de agua subterránea para el  $t_1$  y  $t_2$ , ha permitido conocer la distribución espacial de la variación de niveles de agua para cada una de las 11 zonas analizadas [ $\Delta h (x,y,t_{1-2}) = h(x,y, t_1) - h(x,y, t_2)$ ], los cuales son mostrados en la Fig. № 4.7 y cuadro № 4.2. Las variaciones de las cargas hidráulicas en la zona I se hallan comprendidos entre 0.60 m a 2.20 m, en la zona II y zona III entre 0.20 m a 1.20 m, mientras que en la zona IV, fluctúa entre 0.20 y 1.80 m.





**Cuadro Nº 4.2 Variación de las cargas hidráulicas por zonas y sus respectivas áreas de influencia**

Zona I		Zona II		Zona III		Zona IV	
$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )	$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )	$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )	$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )
0.6 a 0.8	35359	0.4 a 0.6	346320.68	0.0 a 0.2	1581276	0.0 a 0.20	4217167
0.8 a 1.0	165056	0.6 a 0.8	812547	0.2 a 0.4	2037439	0.20 a 0.40	2262412
1.0 a 1.2	305166	0.8 a 1.0	569829	0.4 a 0.6	2610172	0.40 a 0.60	940128
1.2 a 1.4	513339	1.0 a 1.2	771783	0.6 a 0.8	1825272	0.60 a 0.80	166623
1.4 a 1.6	1845339	1.2 a 1.4	572807	0.8 a 1.0	834456	0.0 a -0.20	1917318
1.6 a 1.8	1733854	1.4 a 1.6	431172	1.0 a 1.2	332378	-0.20 a -0.40	1298447
1.8 a 2.0	1205433	1.6 a 1.8	501059			-0.40 a -0.60	945609
2.0 a 2.2	526133	1.8 a 2.0	558707			-0.60 a -0.80	776417
		2.0 a 2.2	562739			-0.80 a -1.0	743190
		2.2 a 2.4	436165			-1.00 a -1.20	922726
		2.4 a 2.6	383025			-1.20 a -1.40	412042
		2.6 a 2.8	1832743			-1.60 a -1.80	111995

Zona V		Zona VI		Zona VII		Zona VIII	
$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )	$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )	$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )	$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )
0.10 a 0.30	5874839	0.10 a 0.30	1372145	0.2	5418997	0.0 a 0.20	2059265
0.30 a 0.50	3937645	0.30 a 0.50	4175992			0.20 a 0.40	2018538
0.10 a -0.10	2731728	0.50 a 0.70	1343351			0.40 a 0.60	104578
-0.10 a -0.30	2616747						

Zona IX		Zona X		Zona XI	
$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )	$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )	$\Delta(h)$	Area (m <sup>2</sup> )
0.0 a 0.10	700957	0.0 a 0.20	1736269	0.10 solo	1377116
0.10 a 0.30	1745205	0.20 a 0.40	3227353	0.10 a 0.30	642523
0.30 a 0.50	1524192	0.40 a 0.60	1261592	0.30 a 0.50	357124
0.50 a 0.70	1062291				
0.70 a 0.90	862858				
0.90 a 1.10	783443				
1.10 a 1.30	576871				

En la zona V y XI los valores fluctúan entre 0.10 m a 0.50 m, mientras, que en la zona VI se hallan comprendidos entre 0.10 m a 0.70 m, la zona VII es particular desde que se observa una variación de solo 0.20 uniforme sobre su área de influencia. En la zona VIII y X fluctúa entre 0.20 m y 0.60 m y finalmente en la zona IX los valores fluctúan entre 0.10 m a 1.30 m. Como se observa la reacción del acuífero es distinta en las

zonas analizadas, en consecuencia existe heterogeneidad en las propiedades del acuífero.

## **b) Estimación de los componentes del balance hídrico**

La ecuación del balance hídrico (2.21), ha sido tomada como base para identificar las variables actuantes y resultantes, a fin de estimar sus magnitudes, y disponer de información suficiente, para la estimación del rendimiento específico del acuífero.

### **i) Recarga neta, $R_n$**

El ascenso de los niveles de agua subterránea es debido principalmente al incremento de la disponibilidad de agua en el valle proveniente del canal CHAVIMOCHIC (Cuadro Nº 3.3), tal incremento ha sido cuantificado tomando en consideración el volumen acumulado para los periodos analizados, tal como se muestra en el cuadro Nº 4.3. Se ha considerado la eficiencia de riego igual 0.20, valor promedio determinado por el proyecto CHAVIMOCHIC (2005), la recarga neta,  $R_n$ , se produce a través de los campos agrícolas, canales de tierra y lecho de río.

**Cuadro № 4.3 Recargas netas estimadas para las zonas analizadas**

Zona	Periodo de análisis	Tiempo (días)	Volumen acumulado (MMC)	Eficiencia de riego	Recarga neta (MMC)
I	Jun-03/Feb-08	1699	291.46	0.2	233.168
II	Jul-02/Feb-05	604	108.81	0.2	87.048
III	Jun-03/Feb-05	634	112.77	0.2	90.216
IV	Dic-03/Mar-07	1216	213.05	0.2	170.44
V	Feb-03/Jun-04	510	45.18	0.2	36.144
VI	Feb-03/Feb-05	754	88.61	0.2	70.888
VII	Dic-02/Dic-03	365	62.1	0.2	49.68
VIII	Feb-03/Feb-06	1119	199.71	0.2	159.768
IX	Nov-06/Mar-07	151	25.81	0.2	20.648
X	Jul-02/Dic-03	545	82.67	0.2	66.136
XI	Dic-01/Mar-04	851	131.64	0.2	105.312

**Período de análisis:** definido para cada una de las zonas, en base a los hidrogramas de los pozos de observación.

**Tiempo:** número de días para cada período de análisis.

**Volumen acumulado:** volumen acumulado para el periodo de análisis obtenido del cuadro № 3.3 (Volúmenes de agua entregados al valle Chao).

**Eficiencia de riego:** valor promedio determinado por el proyecto CHAVIMOCHIC (2005) del cuadro № 3.5 (Eficiencia de riego en el valle Chao).

**Recarga neta = Volumen acumulado\*(1- eficiencia de riego)**

## ii) Flujo subterráneo, $Q_{in}$ y $Q_{out}$

Las componentes  $Q_{in}$  y  $Q_{out}$ , corresponden al flujo subterráneo hacia y fuera del acuífero para el tiempo de inicio y final del periodo analizado y para cada una de las zonas. El flujo subterráneo ha sido estimado haciendo uso del método de redes de flujo teniendo como base los planos de hidroisohipsas para los periodos considerados para cada zona, así como el espesor saturado igual a 40 m para la estimación del caudal de entrada al acuífero y 38 m para la estimación del caudal de salida del acuífero. La conductividad hidráulica igual a 35 m/d para la estimación del caudal de entrada y 50 m/d para la estimación del caudal salida del (Ver Planos № 3.4 y 3).

**Cuadro № 4.4 Flujos subterráneos de entrada y salida del sistema  
acuífero**

Periodo de análisis	Tiempo (días)	Periodo inicial		Periodo final		Flujo subterráneo	
		Q <sub>in(1)</sub> (m <sup>3</sup> /d)	Q <sub>out(1)</sub> (m <sup>3</sup> /d)	Q <sub>in(2)</sub> (m <sup>3</sup> /d)	Q <sub>out(2)</sub> (m <sup>3</sup> /d)	Q <sub>in(3)</sub> (m <sup>3</sup> /d)	Q <sub>out(3)</sub> (m <sup>3</sup> /d)
Jun-03/Feb-08	1699	56000	38000	63000	28500	59500	33250
Jul-02/Feb-05	604	56000	28500	56000	28500	56000	28500
Jun-03/Feb-05	634	63000	28500	49000	28500	56000	28500
Dic-03/Mar-07	1216	56000	38000	63000	28500	59500	33250
Feb-03/Jun-04	510	63000	38000	63000	28500	63000	33250
Feb-03/Feb-05	754	56000	28500	56000	28500	56000	28500
Dic-02/Dic-03	365	56000	38000	56000	28500	56000	33250
Feb-03/Feb-06	1119	56000	28500	56000	28500	56000	28500
Nov-06/Mar-07	151	56000	28500	56000	28500	56000	28500
Jul-02/Dic-03	545	63000	38000	63000	38000	63000	38000
Dic-01/Mar-04	851	63000	38000	63000	38000	63000	38000

La descripción de las componentes del cuadro № 4.4 es la siguiente:

**Q<sub>in(1)</sub>**: caudal de entrada al sistema acuífero para el periodo inicial.

**Q<sub>in(2)</sub>**: caudal de entrada al sistema acuífero para el periodo final.

**Q<sub>out(1)</sub>**: caudal de salida del sistema acuífero para el periodo inicial.

**Q<sub>out(2)</sub>**: caudal de salida del sistema acuífero para el periodo final.

**Q<sub>in(3)</sub>**: caudal promedio de entrada al sistema acuífero para los periodos inicial y final  $[(Q_{in(1)} + Q_{in(2)}) / 2]$

**Q<sub>out(3)</sub>**: caudal promedio de salida del sistema acuífero para los periodos inicial y final  $[(Q_{out(1)} + Q_{out(2)}) / 2]$

### **iii) Pérdida de agua subterránea por ascenso capilar, E<sub>t</sub>**

La pérdida de agua subterránea por ascenso capilar, ha sido estimada haciendo uso de la expresión matemática formulada por Handan y Mukhopadhyay (1991), para suelo de textura franco arenoso:

$$E_t = -0.0012h/h_o + 0.0016, \text{ si } h_o/2 \leq h < h_o \quad (4.1)$$

Donde:

**h** = profundidad de napa (0.60 m en promedio)

**h<sub>o</sub>** = máximo altura de ascenso capilar en el suelo, sobre la napa freática (2.46 m, aproximadamente)

$$Et = -0.0012 \cdot 0.60 \text{ m} / 2.46 + 0.0016 = 0.001307 \text{ m/d} = 1.307 \text{ mm/d}$$

Acorde con el plano de isoprofundidad de napa se estima que 917.21 ha de superficie, aproximadamente, muestran niveles inferiores a 1.0 m, desde donde ocurren pérdidas de agua subterránea con una intensidad de 1.307 mm/d, que equivale a 11992 m<sup>3</sup>/d.

**iv) Caudal de bombeo, Q<sub>w</sub>**

El caudal de extracción de agua subterráneo, Q<sub>w</sub>, ha sido tomado del último inventario de pozos realizados por CHAVIMOCHIC (1998-1999), El cual fue estimado en 5790 m<sup>3</sup>/d (2.11 MMC).

**v) Flujo base, Q<sub>bf</sub>**

El flujo base, Q<sub>bf</sub>, prácticamente fue nulo antes de la puesta en marcha la dotación de agua del proyecto CHAVIMOCHIC al valle, tal como se observa en el cuadro № 3.2. Sin embargo, en la actualidad se registra un caudal base de aproximadamente 0.404 m<sup>3</sup>/s debido al ascenso del nivel de agua subterránea y consecuentemente el río viene actuando como dren.

**vi) Drenaje de aguas freáticas, Q<sub>d</sub>**

Como parte de la presente investigación se efectuaron aforos en el sistema de drenaje del valle, habiéndose estimado el caudal total en 1.204 m<sup>3</sup>/s (Ver Cuadro № 3.6).

**c) Estimación y análisis de la distribución espacial del rendimiento específico, S<sub>y</sub>**

Una vez estimado los componentes del balance hídrico y la distribución espacial de las fluctuaciones de las cargas hidráulicas, Δh (x,y,t), se ha estimado el rendimiento específico mediante la siguiente expresión:

$$S_y = \frac{R_n + Q_{in} - Q_w - E_{tp} - Q_{bf} - Q_d - Q_{out}}{\Delta h} \quad (4.2)$$

Donde:

$S_y$  = rendimiento específico (adimensional)

$R_n$  = recarga neta (m)

$Q_{in}$  = flujo subterráneo de entrada al sistema acuífero (m)

$Q_{out}$  = flujo subterráneo de salida del sistema acuífero (m)

$E_{tp}$  = pérdida de agua subterránea desde napas inferiores a 1 m (m)

$Q_{bf}$  = lámina de agua drenada del acuífero por el río (m)

$Q_d$  = lámina drenada por el sistema de drenaje (m)

$Q_w$  = lamina de explotación de agua subterránea (m)

Los resultados del rendimiento específico estimado para cada una de las 11 zonas son mostradas en el cuadro № 4.5 (zonas I al IV) y cuadro № 4.6 (zonas V al XI).

**Cuadro № 4.5 Estimación del rendimiento específico para las zonas I al IV**

Area del acuífero = 85555261.7 m<sup>2</sup>

Zona -I	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Q <sub>bf</sub>	Q <sub>w</sub>	Q <sub>d</sub>	Δh	Sy
Δh(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0.6 a 0.8	2.73	0.24	0.52	0.69	0.11	2.07	0.70	0.19
0.8 a 1.0	2.73	0.24	0.52	0.69	0.11	2.07	0.90	0.15
1.0 a 1.2	2.73	0.24	0.52	0.69	0.11	2.07	1.10	0.12
1.2 a 1.4	2.73	0.24	0.52	0.69	0.11	2.07	1.30	0.10
1.4 a 1.6	2.73	0.24	0.52	0.69	0.11	2.07	1.50	0.09
1.6 a 1.8	2.73	0.24	0.52	0.69	0.11	2.07	1.70	0.08
1.8 a 2	2.73	0.24	0.52	0.69	0.11	2.07	1.90	0.07
2 a 2.2	2.73	0.24	0.52	0.69	0.11	2.07	2.10	0.06
Zona -II	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Q <sub>bf</sub>	Q <sub>w</sub>	Q <sub>d</sub>	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0.4 a 0.6	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	0.50	0.21
0.6-0.8	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	0.70	0.15
0.80 -1.0	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	0.90	0.12
1.0 - 1.2	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	1.10	0.10
1.2 a 1.4	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	1.30	0.08
1.4-1.6	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	1.50	0.07
1.6-1.8	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	1.70	0.06
1.8-2.0	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	1.90	0.06
2.0-2.2	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	2.10	0.05
2.2-2.4	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	2.30	0.05
2.4-2.6	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	2.50	0.04
2.6-2.8	1.02	0.08	0.19	0.25	0.04	0.73	2.70	0.04
Zona -III	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Q <sub>bf</sub>	Q <sub>w</sub>	Q <sub>d</sub>	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0-0.20	0.98	0.09	0.20	0.26	0.04	0.77	0.10	0.18
0.20-0.4	1.00	0.09	0.20	0.26	0.04	0.77	0.30	0.15
0.4-0.6	1.05	0.09	0.20	0.26	0.04	0.77	0.50	0.19
0.6-0.8	1.05	0.09	0.20	0.26	0.04	0.77	0.70	0.14
0.8-1.0	1.05	0.09	0.20	0.26	0.04	0.77	0.90	0.11
1.0-1.20	1.05	0.09	0.20	0.26	0.04	0.77	1.10	0.09
Zona - IV	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Q <sub>bf</sub>	Q <sub>w</sub>	Q <sub>d</sub>	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0.0 a 0.20	1.86	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	0.10	0.07
0.20 a 0.40	1.90	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	0.30	0.14
0.40 a 0.60	1.90	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	0.50	0.08
0.60 a 0.80	1.90	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	0.70	0.06
0 a -0.20	1.86	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	0.10	0.07
0.20 a -0.40	1.90	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	0.30	0.14
0.40 a -0.60	1.99	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	0.50	0.27
0.60 a -0.80	1.99	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	0.70	0.20
0.80 a -1.0	1.99	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	0.90	0.15
1.00 a -1.20	1.99	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	1.10	0.12
1.20 a -1.40	1.99	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	1.30	0.11
1.60 a -1.80	1.99	0.17	0.37	0.50	0.08	1.48	1.70	0.08



**Cuadro № 4.6 Estimación del rendimiento específico para las zonas V al XI**

Area del acuífero = 8555261.7 m<sup>2</sup>

Zona - V	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Qbf	Qw	Qd	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0.10 a 0.30	0.38	0.07	0.18	0.21	0.03	0.21	0.30	0.11
0.30 a 0.50	0.38	0.07	0.18	0.21	0.03	0.21	0.40	0.10
0.10 a -0.10	0.36	0.07	0.18	0.21	0.03	0.21	0.10	0.17
de -0.10 a -0.20	0.36	0.07	0.18	0.21	0.03	0.21	0.20	0.09
Zona - VI	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Qbf	Qw	Qd	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0.10 a 0.30	0.83	0.11	0.24	0.31	0.05	0.58	0.20	0.15
0.30 a 0.50	0.83	0.11	0.24	0.31	0.05	0.58	0.40	0.07
0.50 a 0.70	0.83	0.11	0.24	0.31	0.05	0.58	0.60	0.05
Zona - VII	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Qbf	Qw	Qd	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0.2	0.58	0.05	0.10	0.15	0.02	0.44	0.20	0.04
Zona - VIII	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Qbf	Qw	Qd	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0.0 a 0.20	1.72	0.16	0.36	0.46	0.08	1.36	0.10	0.25
0.20 a 0.40	1.72	0.16	0.36	0.46	0.08	1.36	0.30	0.08
0.40 a 0.60	1.72	0.16	0.36	0.46	0.08	1.36	0.50	0.05
Zona - IX	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Qbf	Qw	Qd	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0.0 a 0.10	0.19	0.02	0.10	0.06	0.01	0.18	0.05	0.16
0.10 a 0.30	0.20	0.02	0.10	0.06	0.01	0.18	0.20	0.13
0.30 a 0.5	0.24	0.02	0.10	0.06	0.01	0.18	0.40	0.16
0.5 a 0.7	0.24	0.02	0.10	0.06	0.01	0.18	0.60	0.11
0.7 a 0.9	0.24	0.02	0.10	0.06	0.01	0.18	0.80	0.08
0.9 a 1.10	0.24	0.02	0.10	0.06	0.01	0.18	1.00	0.06
1.10 a 1.30	0.24	0.02	0.10	0.06	0.01	0.18	1.20	0.05
Zona - X	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Qbf	Qw	Qd	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0 a 0.20	0.75	0.08	0.16	0.22	0.04	0.56	0.10	0.10
0.20 a 0.40	0.77	0.08	0.02	0.22	0.04	0.42	0.30	0.11
0.40 a 0.60	0.77	0.08	0.19	0.22	0.04	0.56	0.50	0.12
Zona - XI	Rn	Etp	Q <sub>in(3)</sub> -Q <sub>out(3)</sub>	Qbf	Qw	Qd	Δh	Sy
ΔH(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
0.1	1.23	0.12	0.25	0.35	0.06	0.93	0.10	0.24
0.10 a 0.30	1.23	0.12	0.25	0.35	0.06	0.93	0.20	0.12
0.30 a 0.50	1.23	0.12	0.25	0.35	0.06	0.93	0.40	0.06

La descripción de las componentes del cuadro № 4.5 y 4.6 es la siguiente:

**Rn:** es igual a volumen de recarga neta de agua para el periodo de análisis dividido entre el área del acuífero.

**Etp:** volumen acumulado de pérdida de agua por ascenso capilar para el período de análisis dividido entre el área del acuífero.

**Q<sub>in(3)</sub>:** volumen acumulado promedio de entrada al sistema acuífero para los períodos inicial y final  $[(Q_{in(1)} + Q_{in(2)}) / 2]$  dividido entre el área del acuífero.

**Q<sub>out(3)</sub>:** volumen acumulado promedio de salida del sistema acuífero para los períodos inicial y final  $[(Q_{out(1)} + Q_{out(2)}) / 2]$  dividido entre el área del acuífero.

**Q<sub>bf</sub>:** volumen acumulado del caudal base para el período analizado dividido entre el área del acuífero.

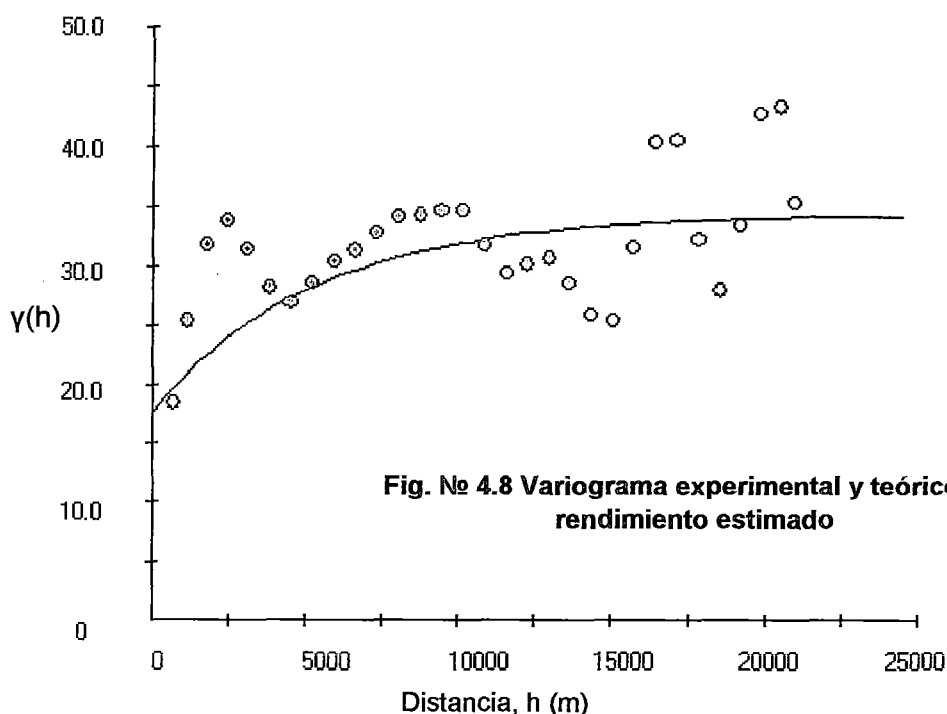
**Q<sub>d</sub>:** volumen acumulado de drenaje para el período analizado dividido entre el área del acuífero.

**Δh:** variación de la carga hidráulica para el período analizado

Los períodos de análisis y su duración se muestran en la columna 2 y 3 del cuadro № 4.3.

**S<sub>y</sub>:** rendimiento específico estimado con la ecuación (4.2)

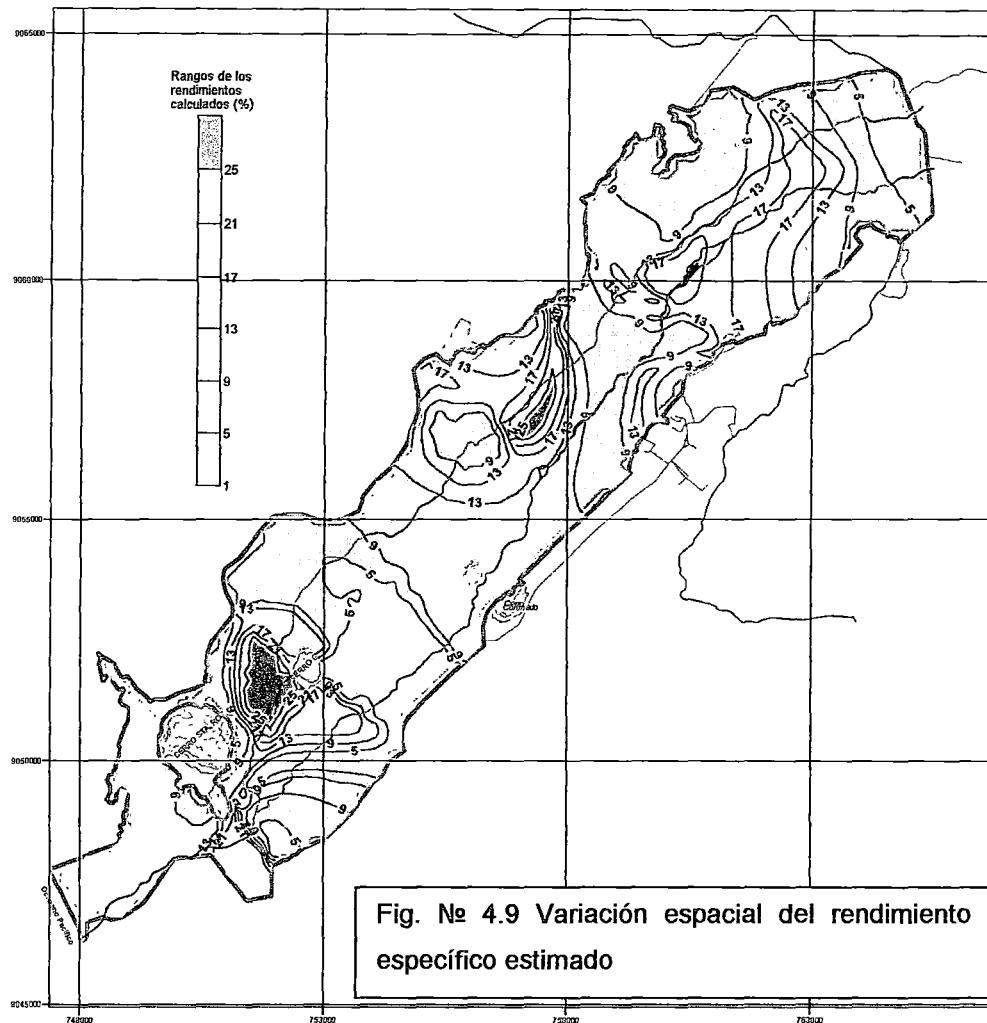
Del análisis espacial se ha obtenido el variograma experimental (símbolos circulares de color rojo, verde y azul) y el modelo teórico determinado (línea continua) mostrado en la Fig. № 4.8. El modelo teórico que mejor describe el comportamiento de la información es el modelo exponencial, cuyos parámetros son el Nugget o variancia inicial igual a 17.65 (%)<sup>2</sup>, la escala 16.87 (m) y el rango 5271.2 m.



**Fig. No 4.8 Variograma experimental y teórico del rendimiento estimado**

Modelo de Variograma : Exponencial  
 Parámetros:  
 Nugget 17.65 (%)<sup>2</sup> (Variancia inicial)  
 C1 16.87 (m) (Escala)  
 A1 5271.2 (m) (Rango)

Los valores obtenidos están comprendidos entre un mínimo de 1.6% y un máximo de 27% con un rango de 25.4%, el promedio es 10.67% y 10% el valor de la mediana, la media geométrica es 9.32% y finalmente con 0.15 de valor estándar, los estadísticos mencionados son mostrados en el cuadro No 4.7. La distribución espacial del rendimiento específico estimado, se muestra en la Fig. No 4.9, predomina el rango de 9% a 13%, seguido por el rango 5% a 9% y en menor proporción el rango de 13% a 17%, y aun en áreas más reducidas los rendimientos específicos comprendidos entre 17% y 25%.



**Cuadro No 4.7 Estadísticos de los rendimientos específicos estimados**

Estadístico	Este (m)	Norte (m)	Sy (%)
Mínimo	747589	9046779	1.6
Máximo	765411	9064270	27
Promedio	757316	9056741	10.67
Mediana	757580	9058024	10
Media geométrica	757300	9056740	9.32
Media armónica	757284	9056738	7.99

**d) Análisis comparativo entre la distribución espacial del rendimiento específico estimado y el determinado con el análisis de información de pruebas de bombeo**

La distribución espacial del rendimiento específico estimado mediante la metodología diseñada en la presente investigación, ha sido comparada con la distribución espacial de dicha variable estimada mediante el análisis de datos de pruebas de bombeo, esta última información ha sido recopilada de los reportes de estudios hidrogeológicos desarrollados en el acuífero en estudio.

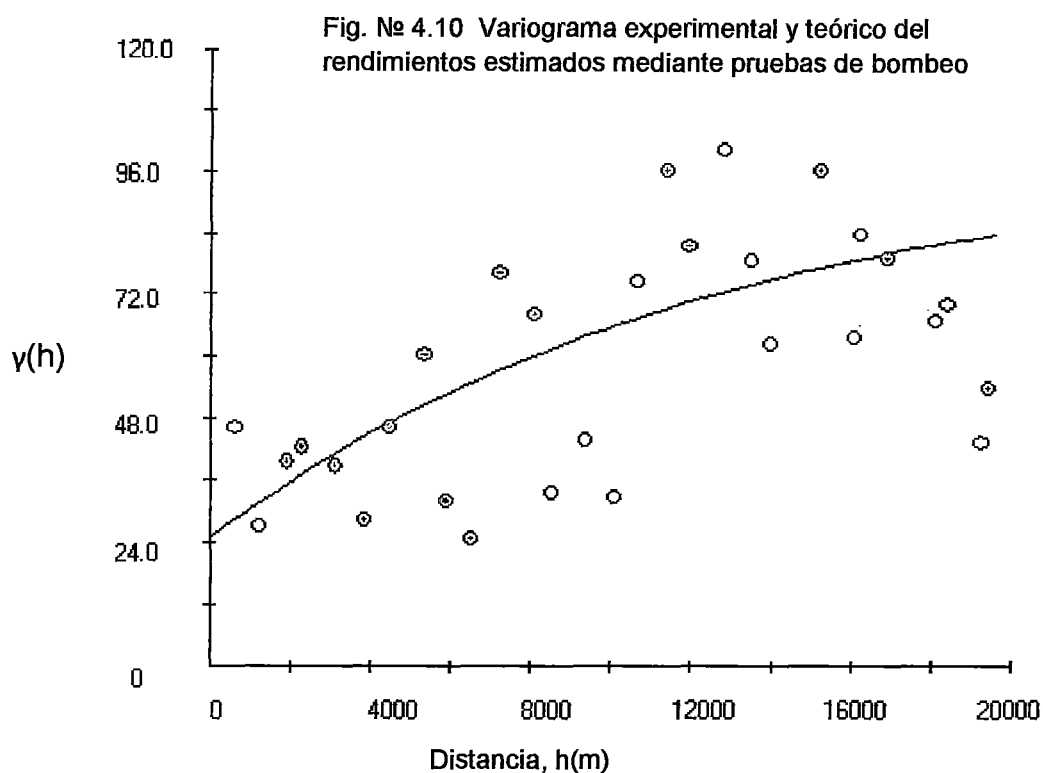
**i) Análisis espacial**

Del análisis espacial de la información del rendimiento específico determinado mediante pruebas de bombeo (Fig. № 4.10), se conoce que el modelo variograma es exponencial, igual al determinado en la presente investigación. Los parámetros del modelo como el Nugget (conocido también como variancia inicial) es  $24.89 (\%)^2$  ligeramente mayor al determinado con los valores del rendimiento específico con el método de balance hídrico y fluctuación de niveles de agua, siendo este último  $17.65 (\%)^2$  (determinado con 62 valores correspondiente a 11 zonas), esta diferencia es debido al número de muestras con las que se dispone en el primer caso (15 valores de rendimiento específico) y al espaciamiento entre los puntos observados.

La escala C1 es 75.51 m contra C1 igual a 16.87 m determinado para el método desarrollado, lo que demuestra que el espaciamiento entre muestras es muy amplio en el rendimiento estimado con pruebas de bombeo.

El rango A1 es alto (12951 m) para el rendimiento específico estimado con pruebas de bombeo, mientras que para el método desarrollado A1 es 5271.20 m, en el primer caso, el radio de influencia es muy amplio es

decir existe dependencia entre ellos hasta esa distancia, mientras que en el segundo caso este se reduce a menos de la mitad, representando un radio de influencia mucho más coherente con la variabilidad de las fluctuaciones de los niveles de agua.



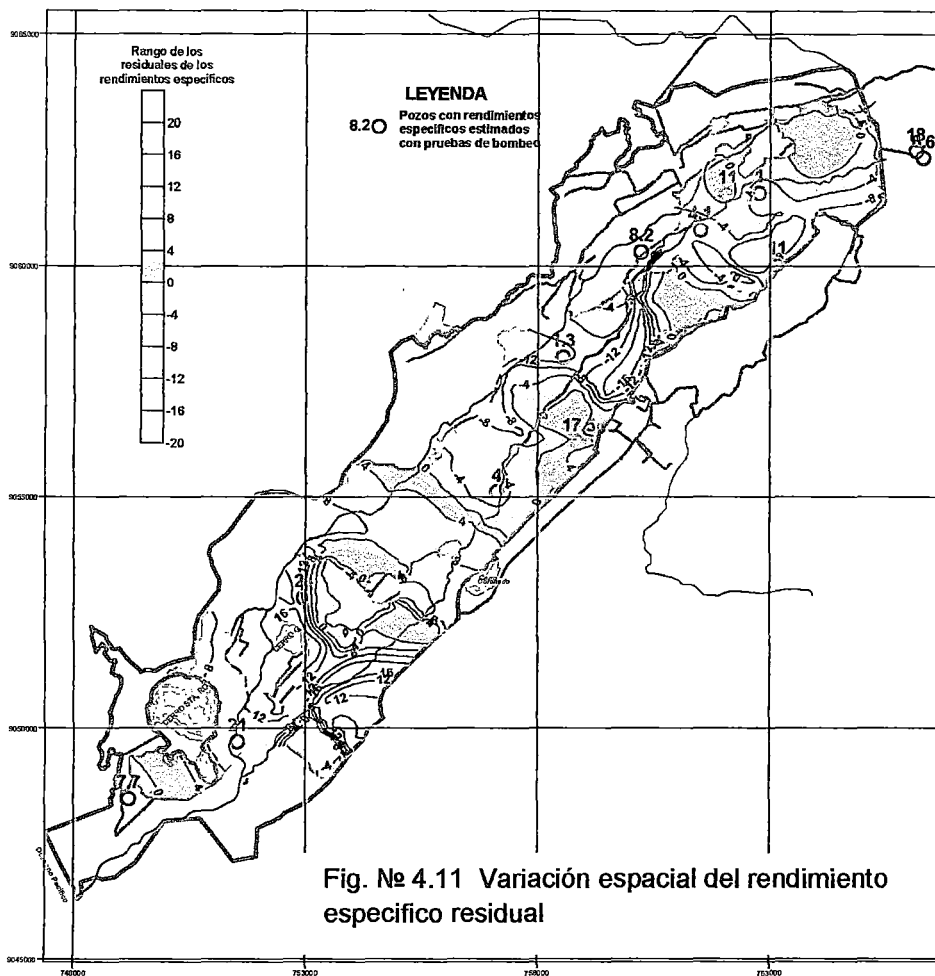
Modelo de Variograma : Exponencial  
 Parámetros:  
 Nugget 24.89 (%)<sup>2</sup> (Variancia inicial)  
 C1 75.51 (m) (Escala)  
 A1 12951 (m) (Rango)

## ii) Análisis residual

El análisis comparativo está sustentado en la estadística de los residuales de ambas poblaciones,  $R_i = S_{y1} - S_{y2}$ , donde  $R_i$  = es el residual;  $S_{y1}$ , y  $S_{y2}$  = rendimiento específico de la población 1 y 2, respectivamente, siendo la población 1 el rendimiento específico determinado mediante el método del

balance hídrico y fluctuación de los niveles de agua subterránea (Cuadro № 4.5 y 4.6) y la población 2 correspondiente al rendimiento específico determinado mediante pruebas de bombeo (Cuadro № 3.7).

Los estadísticos del análisis de los residuales, muestra un mínimo de -18.88 %, máximo 19.70%, tal como se observa en la Fig. № 4.11. Los pozos con información de rendimiento específico son muy dispersos y no permiten efectuar el análisis de los residuales en su real magnitud, en la figura también se observan rangos de residuales entre 0 y 4%, cubriendo una mayor extensión superficial del acuífero, seguido por rangos de residuales entre 4% y 8%, rangos con mayores discrepancias se observan en la zonas sin información de rendimiento específico determinado mediante el análisis de datos de pruebas de bombeo.



## 5.0 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- a) Los resultados del análisis de fluctuación de los niveles de agua subterránea, muestran que en la zona I el rango de variación de las cargas hidráulicas, ( $\Delta h$ ), se hallan entre 0.60 m a 2.20 m, en la zona II y zona III entre 0.20 m a 1.20 m, mientras que en la zona IV fluctúa entre 0.20 m y 1.80 m. En la zona V y XI fluctúan entre 0.10 m a 0.50 m. En la zona VI oscila entre 0.10 m a 0.70 m. La zona VII, muestra 0.20 m de variación de carga hidráulica sobre su área de influencia. En la zona VIII y X fluctúa entre 0.20 m y 0.60 m y finalmente en la zona IX, los valores fluctúan entre 0.10 m a 1.30 m.
- b) El rendimiento específico estimado en base al balance hídrico y fluctuación de los niveles de agua, se encuentra comprendido entre 1.6% y 27% con 10.67% de promedio y 10% de mediana. Mayor superficie de área de estudio, muestra el rango de rendimiento específico comprendido entre 9% a 13%, seguido por menores superficies con rangos de 5% a 9%, de 13% a 17% y 17% a 25%.
- c) Del análisis residual entre el rendimiento específico determinado en base al balance hídrico y fluctuación de los niveles de agua y el estimado con información de pruebas de bombeo, se observan el rango comprendido entre 0 a 4%, cubriendo una mayor extensión del acuífero; seguido por el rango comprendido entre 4% a 8%. Rango alto de residual, se observa en las zonas sin información de rendimientos específicos determinados mediante el análisis de datos de pruebas de bombeo.
- d) Se recomienda medir periódicamente los niveles de agua subterránea, los caudales en los ríos, canales, drenes, dotaciones de agua a superficies irrigadas con el objeto de tener la información necesaria para el balance hídrico, con el objeto de hacer uso de la metodología planteada.



## 6.0 BIBLIOGRAFIA

- Akther, H. M; Ahmed and K. Rasheed. 2009. Spatial and Temporal Analyzis of Groundwater Level Fluctuation in Dhaka City, Bangladesh. Asian Journal of Earth Sciences 2 (2): 49-57
- Allen, Moench. 1994. Specific yield as determined by Type Curve Analysis of aquifer test data. Ground Water. Vol. 32. No.6. pp 949-957.
- Armstrong, M. y Carignan, J., 1997, "Géostatistique Linéaire, Application au Domaine Minier.", École de Mines de Paris, 112 p.
- Bear, J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier Publishing Company, Inc. New York. 757 pp.
- Chauvet, P. 1994. "Aide-Memoire de Géostatistique Miniere", École des Mines de Paris, 210 p.
- Chica-Olmo, M. 1987. Análisis Geoestadístico en el Estudio de la Explotación de Recursos Minerales, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, España, 387 p.
- Curran, P.J. y Atkinson, P.M. 1998. Geoestatics and Remote Sensing, Progress in Physical Geography, 22, 1, pp. 61-78.
- David, M. 1977. Geostatistical Ore Reserve Estimation, Elsevier, Amsterdam, 364 p.
- Delleur , J. 1999. The Handbook of Groundwater Engineering. School of Civil Engineering Purdue University, West Lafayette, Indiana. 692 pp.
- Deutsch, C.V. 1994. Kriging With String of Data, Mathematical Geology, Vol. 26, No.5, pp. 623-638.
- Fetter, C.W. 2001. Applied Hydrogeology. Prentice Hall- fourth edition. 598 pp.
- Golden Software, Inc. 2009. Surfer Versión 9.8 – Surface Mapping System. Golden, Colorado 80401-1866.
- Journel, A. G. y Huijbregts, C. J. 1978. Mining Geostatistics, Academic Press, New York, 600 p.
- Krajewski, S. A. y Gibbs, B.L. 1993. A Variaogram Primer, Gibbs Associates, 93 p.

Kovalevsky, V; Kruseman G.P; y Rushton K. R. 2004. An International guide for hydrogeological investigations. UNESCO. IHP-VI, Series on groundwater №.3. 430 pp.

Kruseman G., N.A. De Ridder. 2000. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. International Institute for Land Reclamation and Improvement. Wageningen, The Netherlands. Second Edition. 373 pp.

Manghi, F, B. Mortazavi, C. Crother and M. Hamndi. 2009. Estimation Regional Groundwater Recharge Using a Hydrological Budget Method. Water Resources Management. DOI 10.1007.

Marechal J.C. B. Dewandel, S. Ahmed, L. Galeazzi and F.K. Zaidi. 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi – arid groundwater basin with irrigated agricultura. Journal of Hydrology. Vol .02 No. 022. Elsevier B.V. pag 281-293.

Matheron, G. 1970. "La Théorie des Variables Regionalisées et ses Applications" Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, Fascicule 5, Ecole de Mines de Paris, 212 p.

De Marsily, G. 1986. Quantitative Hydrogeology. Academic Press, Inc. USA. 419 pp.

Moss, R. 1990. Handbook of Ground Water Development. John Wiley & Sons. USA. 475 pp.

Nwankwor, G.I., J.A. Cherry and R. W. Gillham. 1984. A comparative study of specific yield determinations for a shallow sand aquifer. Ground Water. Vol. 22. No.6. pp 764-772.

Pannatier, Y. 1993. Ms-Windows Program for exploratory variography and variogram modelling in 2D, International Workshop on Statistics of Spatial Processes-Theory and Applications, Bari, Italy 27-30 September 1993.

Pool, D.R. J.H. Eychaner. 1995. Measurements of Aquifer – Storage Change and Specific Yield Using Gravity Surveys. Ground Water. Vol. 33. No.3. pp 425-432.

Shlomo, Neuman. 1988. On methods of determining specific yield. Ground Water. Vol. 25. No.6. pp 679-684.

Sterrett , R. 2007. Groundwater and Wells. Johnson Screens a Weatherford Company, third edition. USA. 795 pp.

U.S. Army Corps of Engineers. 1999. Groundwater Hydrology. Washington, DC 20314-1000, 122 pp.

Weerts, H y Bierkens, M. 1993. Geostatistical Analysis of Over Bank Deposits of Anatomising and Meandering Fluvial Systems; Rhine-Meuse Delta, The Netherlands, Sedimentary Geology, 85, Elsevier Sciences Publishers, pp. 221-232.

Weight, W. 2008. Manual of applied field hydrogeology. McGraw – Hill. 549 pp.

Xie, T. y Myers, D. 1995a. Fitting Matrix-Valued Variogram Models by Simultaneous Diagonalization (Part I: Theory), Mathematical Geology, Vol. 27, No. 7, pp. 867-875.

Zhang, X.F., Van Eijkeren, J.C.H. y Heemink, A.W. 1995. On the Weighted Least Squares Method for Fitting a Semivariogram Model, Short Note, Computers & Geosciences, Vol. 21, No. 4, pp. 605,608.