

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica.

Caso de los Andes centrales de Perú.



Nicolás Tapia Morales

Tutor académico: Iñaki Vadillo Pérez
Tutor de empresa: David Evans

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica.
Caso de los Andes centrales de Perú.

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica.

Caso de los Andes centrales de Perú.

Nicolás Tapia Morales

Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente
2010/2011

Proyecto fin de máster

Tutor académico: Iñaki Vadillo Pérez

Tutor de empresa: David Evans

AGRADECIMIENTOS

La realización de este Proyecto Fin de Máster ha sido posible gracias a la colaboración y apoyo de muchas personas, a las cuales quiero mostrar mi agradecimiento. Asimismo considero que este Proyecto representa el colofón de todo un año de trabajo, aprendizaje y grandes experiencias, por lo que me gustaría dejar patente un cariñoso recuerdo de todas las personas que me han acompañado a lo largo del mismo.

En primer lugar agradecer a mi tutor académico, el profesor Iñaki Vadillo Pérez, su labor de dirección y supervisión. De igual forma quisiera dar las gracias a mi tutor de prácticas David Evans, por su siempre acogedora actitud, habiéndome facilitado una fabulosa integración en su empresa.

Una especial muestra de gratitud quiero dirigirla al profesor Bartolomé Andreo Navarro, por el esfuerzo e interés que siempre ha mostrado por nuestro desarrollo y crecimiento profesional.

Mi reconocimiento a Antonio Castro Gámez por su apoyo y esclarecedor consejo en el apartado de Geoestadística. A Felipe Huerta, Marino Fuentes y Fabián Ríos, por su inestimable ayuda en el apartado de recarga.

De igual forma quiero hacer extensiva mi gratitud a los compañeros y amigos del máster, con los cuales he tenido la suerte de poder compartir innumerables momentos de trabajo, risas y diversión. También a aquellas personas que hicieron de mi primera estancia en Perú una de las mejores experiencias de mi vida.

Para finalizar quiero expresar mi gratitud a mi familia: padres y hermanos. Porque todos, cada uno a su manera, han sabido mostrarme siempre su apoyo y confianza.

INDICE

1	Introducción.....	-6-
1.1	Objetivos.....	-8-
2	Procedimiento metodológico.....	-9-
2.1	Aproximación metodológica para evaluar la recarga en acuíferos carbonáticos: Método APLIS original (v.1).....	-9-
2.2	Conceptos básicos de Geoestadística y Krigeage.....	-13-
3	Descripción del área piloto.....	-36-
3.1	Localización.....	-36-
3.2	Climatología.....	-37-
3.2.1	Análisis y tratamiento de datos de precipitación.....	-37-
3.3	Relieve.....	-41-
3.4	Geología.....	-41-
3.4.1	Depósitos superficiales.....	-41-
3.4.2	Rasgos de karstificación.....	-42-
3.4.3	Estratigrafía.....	-42-
3.4.4	Geología estructural.....	-51-
4	Evaluación de la recarga mediante aplicación del método APLIS... ..	-53-
4.1	Desarrollo del Método APLIS en la zona de estudio: construcción de las variables y propuesta de adaptación.....	-53-
4.2	Discusión de resultados.....	-60-
4.3	Comparación de la tasa de recarga media obtenida mediante el método APLIS original adaptado con los de otros métodos convencionales.....	-62-
5	Estimación espacial de la permeabilidad mediante Krigeage.....	-65-
5.1	Recopilación y procesamiento de información.....	-65-
5.2	Análisis geoestadístico.....	-70-
5.3	Discusión de resultados.....	-81-
6	Conclusiones.....	-84-
7	Bibliografía.....	-86-

1 INTRODUCCIÓN

De la amplia gama de materiales geológicos susceptibles de mostrar comportamiento acuífero, quizás sean aquellos de tipo carbonatado los que presenten una mayor dificultad de análisis y comprensión. Esto es atribuible a sus especiales características, las cuales les confieren un comportamiento irregular, y en ocasiones contradictorio. Es por ello que, tradicionalmente, los estudios hidrogeológicos han tenido que apoyarse en técnicas y métodos desarrollados de manera específica para tales medios.

Las principales propiedades que definen su especial comportamiento son la heterogeneidad y la anisotropía, las cuales se ponen de manifiesto en múltiples facetas (Freeze y Cherry, 1979):

- El karst evoluciona con el tiempo, a causa de los procesos de disolución/ precipitación;
- la recarga puede producirse de manera concentrada a través de ciertas estructuras, o de manera difusa a favor de amplias extensiones de acuífero;
- presentan distintos tipos de huecos (poros, fracturas y superficies de disolución), los cuales determinan el grado de almacenamiento de agua en el acuífero, y la velocidad del flujo a su través;
- el karst puede caracterizarse por grandes oscilaciones piezométricas, en caso de existir grandes conductos subterráneos;
- las áreas de recarga de los distintos manantiales que drenan un acuífero carbonatado son, a menudo, extensas y distantes del punto de descarga. Además, normalmente, son difíciles de determinar e incluso pueden variar en el tiempo, ya que dependen de las condiciones hidrológicas. Las áreas de recarga de diferentes manantiales pueden llegar a solaparse y una misma área puede ser vertiente a un manantial o a otro dependiendo de la posición del nivel piezométrico.

El presente trabajo está enfocado en el estudio y determinación de dos variables de especial relevancia para la evaluación de recursos hídricos asociados a medios carbonatados: la recarga y la conductividad hidráulica.

Para ello se han empleado metodologías que, aun no siendo de reciente desarrollo, si que se alejan bastante de aquellas propias de la “hidrogeología tradicional”, o metodologías habitualmente usadas en hidrogeología.

La recarga a los acuíferos se define como el volumen medio de agua que entra en ellos durante un periodo de tiempo. Se expresa como volumen medio anual (recursos medios anuales) o en forma de porcentaje de precipitación (tasa de recarga o infiltración eficaz). La recarga puede realizarse de diferentes formas: por infiltración de aguas superficiales (río y lagos), a través de otros acuíferos o acuitardos, o por infiltración de agua de lluvia (que suele ser la más importante y habitual). El estudio se centra en la recarga producida por esta última vía.

Por otro lado, la conductividad hidráulica es entendida como la constante de proporcionalidad entre el caudal por unidad de sección y el gradiente hidráulico, según la conocida Ley de Darcy. Por tanto constituye una variable indicativa de la facilidad que ofrece el medio acuífero a ser atravesado por el agua.

De esta forma el presente trabajo está dividido en dos partes fundamentales, dedicadas al tratamiento individual de ambas variables.

Por razones de confidencialidad empresarial, las coordenadas geográficas de los emplazamientos, así como los valores de conductividad hidráulica, han sido modificados mediante su multiplicación por un factor de conversión. No obstante dicha modificación no afecta a los resultados y conclusiones finales.

1.1 Objetivos

En concreto, los objetivos perseguidos en este trabajo son los siguientes:

- Proponer una adaptación de la metodología APLIS original a las condiciones físicas de los Andes centrales peruanos.
- Aplicar la metodología APLIS original en un área piloto, para determinar su tasa de recarga y la distribución espacial de la misma.
- Evaluar la bondad de la adaptación propuesta.

- Realizar una estimación de la distribución espacial de la Conductividad Hidráulica en la zona piloto mediante krigeage,
- evaluar la aplicabilidad de dicho método.

2 PROCEDIMIENTO METODOLÓGICO.

Las metodologías que se emplean en la presente memoria se basan por un lado en la aplicación de Sistemas de Información Geográfica (GIS), y por otro en la aplicación de un software geoestadístico de uso común: geoEAS.

Ambos procedimientos requieren disponer de abundante información referida a variables hidrogeológicas, la cual debe recopilarse mediante campañas de muestreo en campo. Por razones de falta de tiempo y medios, la recolección de dicha información no ha formado parte de este trabajo. Ésta ha sido obtenida de trabajos previos, limitándose mi labor a la seleccionarla y procesarla adecuadamente.

2.1 Aproximación metodológica para evaluar la recarga en acuíferos carbonáticos: Método APLIS.

El método APLIS (Andreo et al., 2003) es una herramienta de aplicación informática que permite evaluar dos aspectos fundamentales dentro del estudio y planificación hidrológica de una región carbonática: por un lado la determinación de la tasa de recarga, expresada como porcentaje de la precipitación anual, y por otro la distribución espacial de la misma.

Su fundamento de aplicación se basa en el análisis de una serie de variables de gran influencia sobre la recarga por infiltración de agua de lluvia: la Altitud (A), Pendiente (P), Litología (L), zonas de Infiltración preferente (I) y Suelos (S).

Para cada variable han sido establecidos una serie de categorías o intervalos que alcanzan valores comprendidos entre 1 (mínima influencia en la recarga) y 10 (máxima influencia en la recarga), expresados en un Sistema de Información Geográfica. Es decir, cada una de estas variables es representada en una capa de GIS, realizándose su puntuación y clasificación en base a los criterios que se detallan a continuación.

La puntuación de la variable Altitud (tabla 2-1) sigue una progresión aritmética. Se entiende que conforme aumente la altitud, aumenta la precipitación y la recarga al acuífero.

Altitud (m)	Puntuación
> 2700	10
2400 - 2700	9
2100 - 2400	8
1800 - 2100	7
1500 - 1800	6
1200 - 1500	5
900 - 1200	4
600 - 900	3
300 - 600	2
≤ 300	1

Tabla 2-1. Puntuación asignada a los valores de la variable Altitud (Método APLIS original).

Las puntuaciones otorgadas a la variable Pendiente (tabla 2-2) disminuyen conforme aumenta la pendiente, es decir, a mayor pendiente, mayor escorrentía y menor recarga del acuífero.

Pendiente (%)	Puntuación
≤ 3	10
3 - 8	9
8 - 16	8
16 - 21	7
21 - 31	5
31 - 46	4
46 - 76	3
76 - 100	2
> 100	1

Tabla 2-2. Puntuación asignada a los valores de la variable Pendiente (Método APLIS original).

La asignación de puntuaciones a la variable Litología (tabla 2-3) se efectúa en función de criterios hidrogeológicos relacionados con la permeabilidad (grado de fracturación, karstificación).

Litología	Puntuación
Calizas y dolomías karstificadas	10 - 9
Mármoles fracturados algo karstificados	8 - 7
Calizas y dolomías fisuradas	6 - 5
Arenas y gravas, coluviones	4
Brechas y conglomerados	3
Rocas plutónicas y metamórficas	2
Esquistos, pizarras, limos, arcillas	1

Tabla 2-3. Puntuación asignada a los valores de la variable Litología (Método APLIS original).

La puntuación asignada a la variable Infiltración únicamente presenta dos clases (tabla 2-4).

Infiltración	Puntuación
Áreas con abundantes formas de infiltración preferencial	10
Resto	1

Tabla 2-4. Puntuación asignada a los valores de la variable zonas preferenciales de Infiltración (Método APLIS original)

En el caso de la variable Suelo (tabla 2-5) las distintas clases se agrupan en función de las características de espesor y textura de sus horizontes, que están relacionadas con la permeabilidad del mismo.

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

Suelos (S)	Puntuación
Litsoles	10
Arenosoles Álbicos y Xerosoles Cálcidos	9
Regosoles Calcáreos y Fluvisoles	8
Regosoles Eútricos, Dístricos y Solonchaks	7
Cambisoles Cálcidos	6
Cambisoles Eútricos	5
Histosoles Eútricos, Luvisoles Órticos y Cálcidos	4
Luvisoles Crómicos	3
Planosoles	2
Vertisoles Crómicos	1

Tabla 2-5. Puntuación asignada a las clases de la variable Suelo (Método APLIS original).

El algoritmo utilizado para estimar el porcentaje de recarga es el siguiente:

$$R = (A + P + 3L + 2I + S) / 0,9$$

el cual permite obtener un mapa de distribución de la recarga anual. Por último, la combinación de este mapa con las tasas de precipitación anual permite estimar la cuantía de la misma en mm.

Además, la recarga se representa agrupada en cinco intervalos regulares. A cada uno de estos intervalos se le asigna una categoría según el porcentaje de lluvia que recarga al acuífero (tabla 2-6).

Intervalo	Clase de recarga
≤ 20 %	Muy Baja
20 – 40 %	Baja
40 – 60 %	Moderada
60 – 80 %	Alta
> 80 %	Muy Alta

Tabla 2.6. Categorías del porcentaje de recarga al acuífero (Método APLIS original).

La metodología descrita corresponde a la versión original (v.1) del método APLIS, la cual fue diseñada en el marco del proyecto IGME- GHUMA (2003) “Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonatados: aplicación a la Cordillera Bética”, siendo también aplicada y desarrollada en trabajos posteriores: Andreo et. al. (2004), Andreo et. al. (2007).

2.2 Conceptos básicos de Geoestadística y Krigeage.

La teoría Geoestadística aquí reflejada es un compendio de aquellas contenidas en los trabajos de Matheron (1969), Alfaro Sironvalle (2007), Castro (1987).

2.2.1 Geoestadística y Teoría de las Variables Regionalizadas.

Etimológicamente, el término “Geoestadística” designa la Ciencia que estudia los fenómenos naturales a través de métodos probabilísticos particulares; en concreto pretende la estimación de recursos naturales de distinto tipo a partir de la aplicación de la teoría de las variables regionalizadas. Así por ejemplo, en términos mineros definiríamos la Geoestadística como la aplicación de dicha teoría a la estimación de recursos mineros.

Una variable regionalizada es una función que representa la variación en el espacio de una cierta magnitud asociada a un fenómeno natural.

Sea un punto en el espacio x : designaremos la variable regionalizada como $z(x)$ cuando sea considerada una sola dimensión. Si el problema es bidimensional o tridimensional, la variable regionalizada será designada, respectivamente, como $z(x_1, x_2)$ y $z(x_1, x_2, x_3)$.

Ejemplos de variables regionalizadas son el número de árboles de una determinada especie en una región (dos dimensiones), o la distribución del valor de conductividad hidráulica en un acuífero (tres dimensiones).

Por tanto, una variable regionalizada es simplemente una función $z(x)$ del punto x . Sin embargo, hay que hacer notar que dicha función no se comporta como aquellas que suelen estudiarse en Matemáticas. La distribución espacial o temporal de la VR presenta dos aspectos aparentemente contradictorios:

- un carácter aleatorio, local;
- un carácter estructural, propio del fenómeno y que se pone de manifiesto por la continuidad de la regionalización.

Se llama campo a la zona en la cual se estudia la variable regionalizada, la cual deberá ser adecuadamente definida para un correcto estudio geoestadístico. En este sentido, un campo D podrá ser dividido en varios campos o unidades D_1, D_2, \dots, D_k disjuntos, que puedan explicar la distribución de la variable. El soporte es el volumen de la muestra que define la variable regionalizada. Como norma general, en el estudio de una variable regionalizada no es conveniente mezclar soportes de tamaños diferentes.

2.2.2 Objetivos de la teoría.

La teoría de las variables regionalizadas se propone dos objetivos principales:

- 1.- Expresar las características estructurales de una variable regionalizada mediante una forma matemática adecuada.
- 2.- Resolver, de manera satisfactoria, el problema de la estimación de una variable regionalizada a partir de un conjunto de muestras, asignando errores a las estimaciones.

Estos dos objetivos están relacionados: el error de estimación depende de las características estructurales (continuidad, anisotropías) y se tendrá un error mayor si la variable regionalizada es más irregular y discontinua en su variación espacial.

2.2.3 El modelo matemático de la Geoestadística: las funciones aleatorias.

Para alcanzar los objetivos propuestos es necesario disponer de un modelo matemático, empleándose el llamado modelo de las funciones aleatorias.

Una función aleatoria es una función $Z(x)$ que asigna a cada punto x del espacio un valor que depende del azar (es decir un valor aleatorio). Al hacer un experimento sobre la función aleatoria se obtiene una función ordinaria (no aleatoria), $z(x)$, llamada realización de la función aleatoria $Z(x)$.

La hipótesis en que se basa la Geoestadística consiste en afirmar que la variable regionalizada en estudio es la realización de una cierta función aleatoria.

Un ejemplo de función aleatoria es la siguiente: $Z(x) = Z(x,y)$ = ley de litio en el Salar de Atacama. Como se trata de salmueras las cuales están en movimiento debido a corrientes subterráneas y a la explotación, el valor de $Z(x)$ en un punto x es aleatorio y es variable en el tiempo. Una realización de esta función aleatoria corresponde a la variable regionalizada $z(x)$ = ley de Li en un mes dado.

Para que esta hipótesis probabilística tenga un sentido real, es necesario poder reconstituir, al menos en parte, la ley de probabilidad de la función aleatoria, lo cual supone que la inferencia estadística (es decir el cálculo de parámetros que caracterizan la función aleatoria) es posible. Es necesario introducir una hipótesis suplementaria a la función aleatoria $Z(x)$. Esta hipótesis es conocida como hipótesis de estacionaridad y expresa que la variación espacial de las realizaciones de $Z(x)$ debe ser homogénea. Esta hipótesis se puede debilitar al suponer que las diferencias $Z(x) - Z(y)$ son estacionarias localmente (lo cual se conoce como hipótesis intrínseca).

2.2.4 El variograma.

El variograma es una función que constituye la herramienta fundamental de la Geoestadística, debido a la importancia de la información que puede extraerse del mismo. Tal como se expondrá en apartados posteriores, el estudio del variograma debe centrarse, a grandes rasgos, en los siguientes aspectos:

- Determinación de la zona de influencia.
- Comportamiento en el origen.
- Existencia de anisotropías.
- Comportamientos particulares.

Sean x y $x + h$ dos puntos en el espacio (figura 2-1):

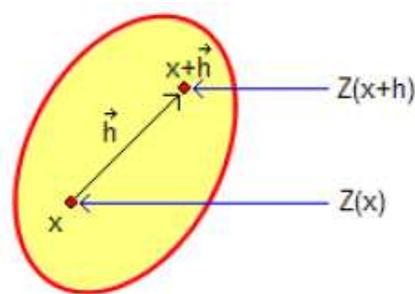


Fig. 2-1. Dos puntos a distancia vectorial h (Tomado de Alfaro, 2007).

La definición teórica de la función variograma es la esperanza matemática siguiente:

$$\gamma(\vec{h}) = \frac{1}{2} E \left[\left(Z(x + \vec{h}) - Z(\vec{x}) \right)^2 \right]$$

Sin embargo, en la práctica siempre se utiliza el siguiente algoritmo:

$\gamma(h) = \frac{1}{2}$ Promedio [(diferencias)² de valores en puntos que están a la distancia h]

Esta ecuación es la que hay que adaptar en cada situación práctica (mallas regulares e irregulares en el espacio de n dimensiones que constituye el campo de estudio).

Las propiedades de $\gamma(h)$, que se deducen fácilmente de la definición son:

$$\begin{aligned}\gamma(0) &= 0 \\ \gamma(h) &\geq 0 \\ \gamma(-h) &= \gamma(h)\end{aligned}$$

Con la finalidad de mostrar el modo de construcción e interpretación de los variogramas se ha elegido el caso más sencillo: valores muestreados regularmente a lo largo de una línea.

Cálculo del variograma para una línea muestreada regularmente.

Sean N datos z_1, z_2, \dots, z_N y sea b la equidistancia entre ellos (figura 2-2).

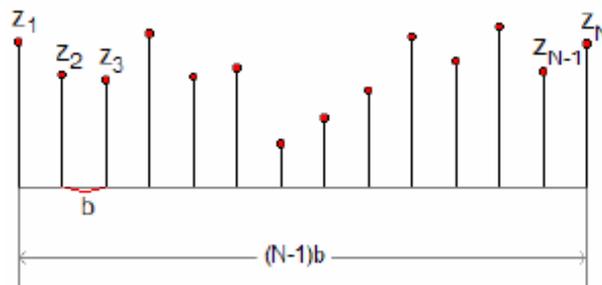


Fig. 2-2. Línea recta con muestras regulares (Tomado de Alfaro, 2007).

- Sea $h=b$: según el algoritmo de cálculo se tiene:

$$\gamma(b) = \frac{(z_2 - z_1)^2 + (z_3 - z_2)^2 + \dots + (z_N - z_{N-1})^2}{2(N-1)}$$

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

- Sea $h= 2b$:

$$\gamma(2b) = \frac{(z_3 - z_1)^2 + (z_4 - z_2)^2 + \dots + (z_N - z_{N-2})^2}{2(N-2)}$$

- Sea $h= 3b$:

$$\gamma(3b) = \frac{(z_4 - z_1)^2 + (z_5 - z_2)^2 + \dots + (z_N - z_{N-3})^2}{2(N-3)}$$

- Sea en general $h= kb$ ($k= 0,1,2,\dots, N-1$):

$$\gamma(kb) = \frac{1}{2(N-k)} \sum_{i=1}^{N-k} (z_{i+k} - z_i)^2$$

Posteriormente los valores $\gamma(0)$, $\gamma(b)$, $\gamma(2b)$, $\gamma(3b)$, ... se llevan a un gráfico:

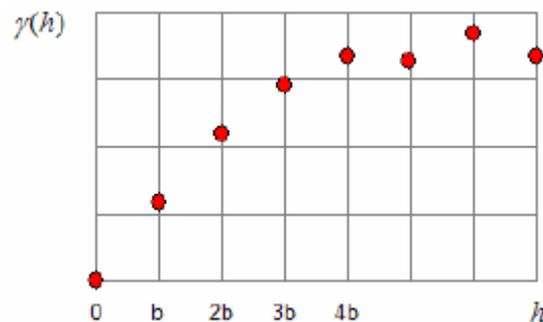


Figura 2-3. Variograma experimental (Tomado de Alfaro, 2007).

Para interpretar el gráfico del variograma distinguiremos el comportamiento para las distancias h pequeñas y las distancias h grandes.

a) Comportamiento del variograma para distancias pequeñas.

Para estudiar el comportamiento de la función $\gamma(h)$ para h pequeño, analizaremos cuatro casos hipotéticos.

Caso 1: Valores muy regulares y continuos.

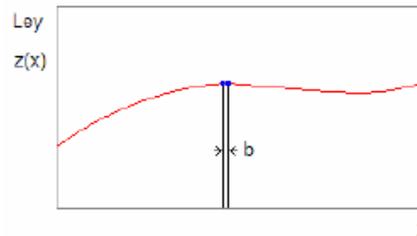


Figura 2-4. Leyes muy regulares (la variable es derivable) (Tomado de Alfaro, 2007).

Para una distancia b pequeña, los dos valores (en este caso leyes) de la figura son casi iguales, lo que implica que para h pequeño, $\gamma(h)$ es próximo a cero; luego el gráfico de $\gamma(h)$ en una vecindad del origen será como en la figura:

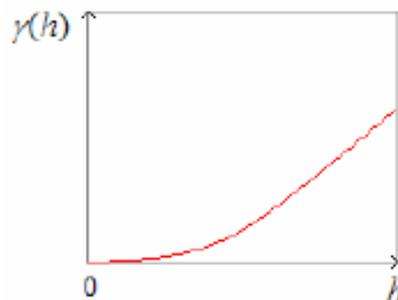


Figura 2-5. Variograma parabólico en el origen (Tomado de Alfaro, 2007).

Se dice que $\gamma(h)$ tiene un comportamiento parabólico en el origen.

Caso 2: Continuidad y regularidad promedio.

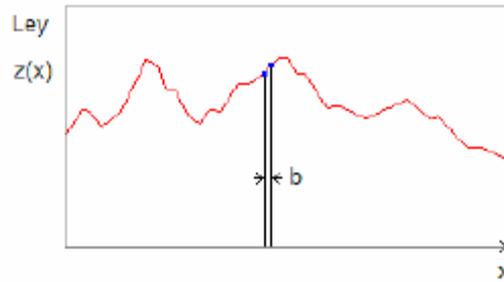


Figura 2-6. Leyes con continuidad promedio. La variable es continua pero no derivable (Tomado de Alfaro, 2007).

En este caso, para una distancia pequeña, la diferencia de leyes es significativa; luego el gráfico de $\gamma(h)$ en una vecindad del origen será:

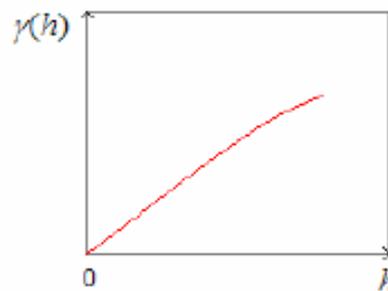


Figura 2-7. Variograma lineal en el origen (Tomado de Alfaro, 2007).

Se dice que $\gamma(h)$ tiene un comportamiento lineal en el origen.

Caso 3: Existencia de micro variaciones.

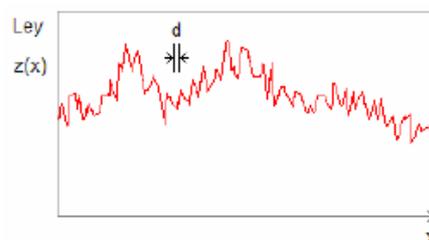


Figura 2-8. Presencia de estructura a menor escala. La variable es más discontinua (Tomado de Alfaro, 2007).

Si la equidistancia entre datos b es menor que la escala de variación d de las microestructuras, el variograma en una vecindad del origen será:

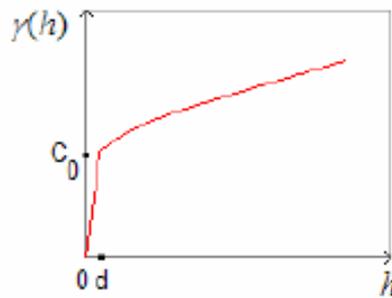


Figura 2-9. Efecto de pepita en el origen (Tomado de Alfaro, 2007).

Existe un crecimiento rápido hasta $h = d$ (debido a la micro regionalización) y luego un crecimiento más moderado (debido a la variación a gran escala): se dice que existe efecto de pepita. C_0 se llama constante de pepita.

En la práctica la equidistancia o paso b es mayor que d y se tendrá un gráfico del tipo:

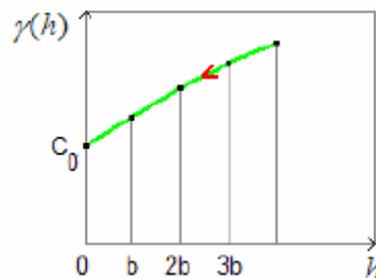


Figura 2-10. Extrapolación al origen del variograma experimental (Tomado de Alfaro, 2007).

Es decir existe una discontinuidad aparente en el origen.

El nombre efecto de pepita proviene del estudio de los depósitos de oro. Consideremos por ejemplo un testigo en un depósito de oro:

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

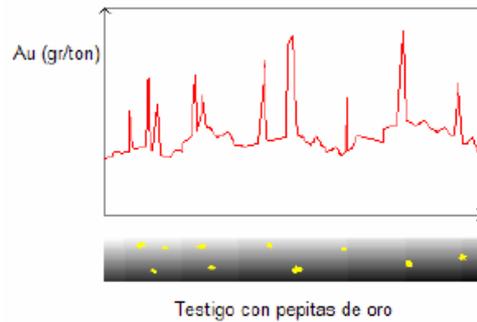


Figura 2-11. Efecto de pepita en un testigo de una mina de oro (Tomado de Alfaro, 2007).

En general, el efecto de pepita se produce debido a microvariaciones y/o a errores en el muestreo, la manipulación, preparación o análisis químico.

Caso 4: Caso límite en el cual la irregularidad de las leyes es total:

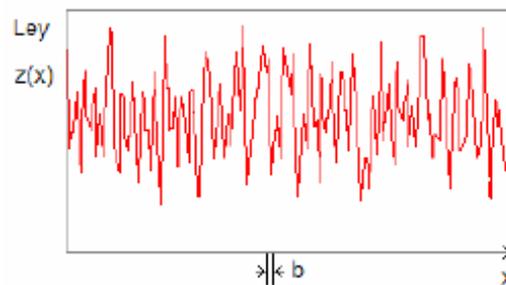


Figura 2-12. Irregularidad máxima. La variable es caótica (Tomado de Alfaro, 2007).

Por muy pequeña que sea la distancia b , las leyes de dos puntos a esta distancia son prácticamente independientes. El gráfico de $\gamma(h)$ será:

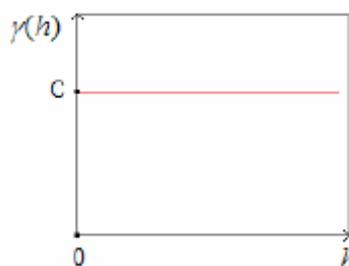


Figura 2-13. Efecto pepita puro: el variograma no depende de la distancia h (Tomado de Alfaro, 2007).

Se dice que $\gamma(h)$ presenta un efecto de pepita puro: $\gamma(0) = 0$, $\gamma(h) = C$ si $h \neq 0$.

Este caso se presenta si en un campo S, se ponen pepitas al azar, como en la figura:

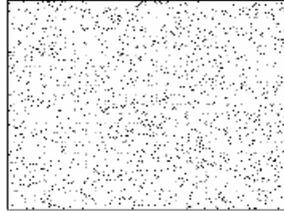


Figura 2-14. Pepitas al azar (Tomado de Alfaro, 2007).

b) Comportamiento del variograma para distancias grandes.

Estudiaremos ahora el comportamiento de la función $\gamma(h)$ para h grande, para lo cual analizaremos tres casos hipotéticos:

Caso 1: Leyes con crecimiento (decrecimiento) progresivo:

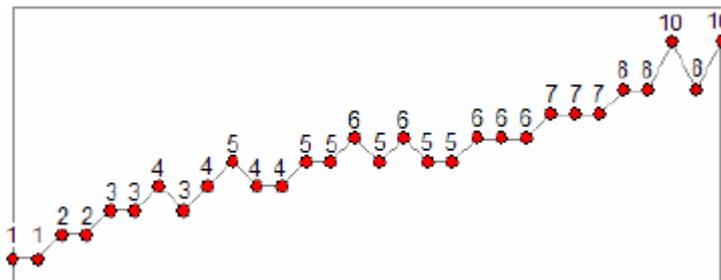


Figura 2-15. Leyes con tendencia o deriva (Tomado de Alfaro, 2007).

Se dice que existe una deriva o tendencia. Al hacer el cálculo se observará que $\gamma(h)$ siempre crece:

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

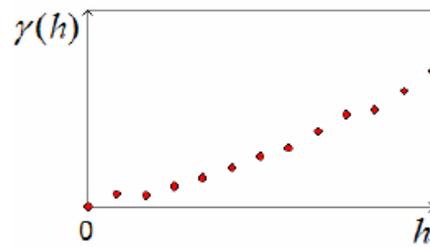


Figura 2-16. Variograma con crecimiento sistemático (Tomado de Alfaro, 2007).

Caso 2: Caso con pseudo-periodicidades.

El fenómeno tiende a repetirse de manera estacionaria (es decir, varía de manera homogénea y sin deriva):

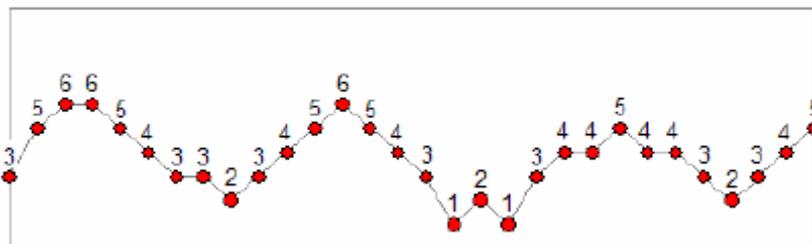


Figura 2-17. Fenómeno estacionario con periodicidades (Tomado de Alfaro, 2007).

Si se calcula la función $\gamma(h)$ se observará la presencia de máximos y mínimos:

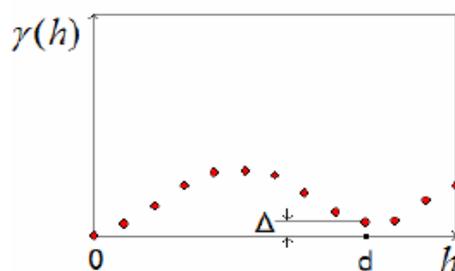


Figura 2-18. Variograma con efecto de hoyo (Tomado de Alfaro, 2007).

Se observa que a partir de una cierta distancia, del orden $a = 6$ unidades, la función $\gamma(h)$ permanece aproximadamente constante: $\gamma(6) = \gamma(7) = \gamma(8) = \dots = \text{constante} = C$. Esto quiere decir que da lo mismo que la distancia que separa los puntos sea 6, 7, 8 o más unidades; en otras palabras, dos puntos cuya distancia sea superior a $a = 6$ unidades son prácticamente independientes en ley.

La magnitud a se llama alcance y la constante C se llama meseta.

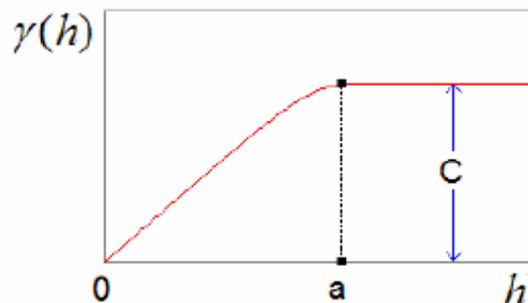


Figura 2-21. Variograma con alcance a y meseta C (Tomado de Alfaro, 2007).

El alcance proporciona una medida de la zona de influencia de una muestra porque dos muestras cuya distancia es mayor que el alcance son prácticamente independientes:

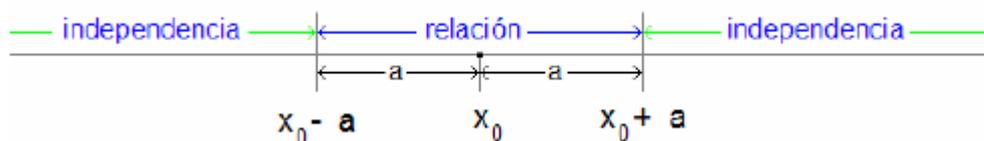


Figura 2-22. Zona de influencia de una muestra localizada en el punto X_0 (Tomado de Alfaro, 2007).

2.2.5 Ajuste del variograma a un modelo teórico.

El ajuste de variogramas es un aspecto fundamental en el estudio geoestadístico consistente en hallar una ecuación que se ajuste a los puntos del variograma. Así, distinguimos dos tipos:

- El variograma experimental, calculado a partir de los datos.
- El variograma teórico, que corresponde a una ecuación que se ajusta al variograma experimental (ver figura 2-23)

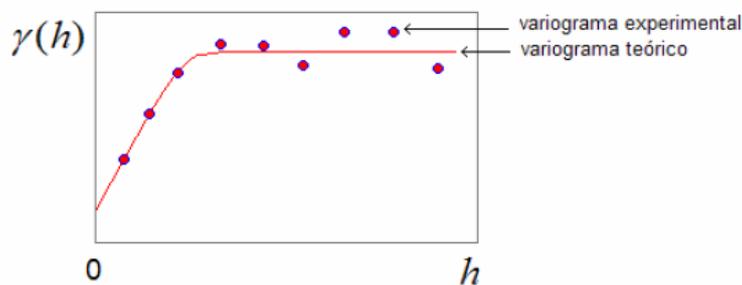


Figura 2-23. Variograma experimental y variograma teórico (Tomado de Alfaro, 2007).

Los cálculos posteriores del estudio geoestadístico se harán considerando exclusivamente el variograma teórico, por lo que es de gran importancia determinarlo correctamente. Aunque existen métodos para realizar el ajuste de manera específica para cada variograma, lo más común es emplear Modelos predeterminados, como es frecuente en otras disciplinas matemáticas. Así por ejemplo en Estadística se ajusta un modelo a un histograma de datos, existiendo tests de “bondad de ajuste” como chi-cuadrado o Kolmogorov- Smirnov.

2.2.6 Los modelos del variograma.

Los modelos del variograma deben ajustarse a las propiedades del variograma anteriormente descritas, es decir:

$$\begin{aligned}\gamma(0) &= 0 \\ \gamma(h) &\geq 0 \\ \gamma(-h) &= \gamma(h)\end{aligned}$$

Pero éstas no son las únicas condiciones. Se puede probar que $\gamma(h)$ pertenece a una familia Ω de funciones llamadas funciones de tipo negativo condicional, por lo que los modelos de ajuste también deben pertenecer a ella. Por esta razón se recomienda no crear nuevos modelos sino emplear los que a continuación se describen (no se han descrito todos los existentes). La razón de esto estriba en la complejidad matemática requerida para demostrar que una función de ajuste pertenece a la familia Ω .

1.- Modelo esférico.

Es uno de los modelos más importantes. Su ecuación es:

$$\gamma(h) = \begin{cases} C(1.5 h/a - 0.5 (h/a)^3) & \text{si } h \leq a \\ C & \text{si } h > a \end{cases}$$

El alcance es a y la meseta C :

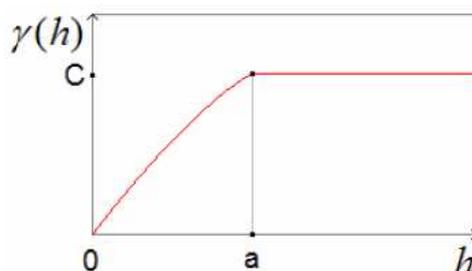


Figura 2-24. Modelo esférico o Modelo de Matheron (Tomado de Alfaro, 2007).

2.- Modelo exponencial.

Crece más lentamente que el esférico y tiene por ecuación:

$$\gamma(h) = C (1 - \exp(- h / \omega))$$

La meseta es C; el alcance en teoría es infinito pero en la práctica si $h > 3\omega$, entonces $\gamma(h) \cong C$: el alcance práctico es 3ω .

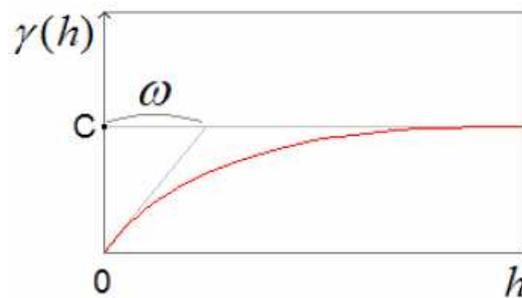


Figura 2-25. Modelo exponencial o modelo de Formery (Tomado de Alfaro, 2007).

3.- Modelo sinusoidal.

Sirve para representar el efecto de hoyo. Su ecuación es:

$$\gamma(h) = C(1 - \text{sen}(\beta h) / (\beta h))$$

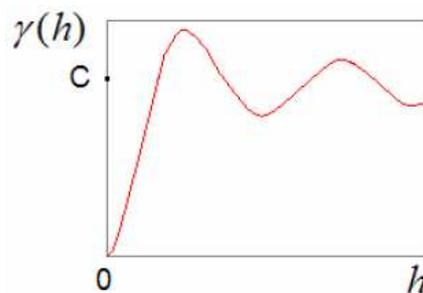


Figura 2-26. Modelo sinusoidal (Tomado de Alfaro, 2007).

4.- Modelo gaussiano.

Tiene un comportamiento parabólico en el origen; su ecuación es:

$$\gamma(h) = C(1 - \exp(- (h / \omega)^2))$$

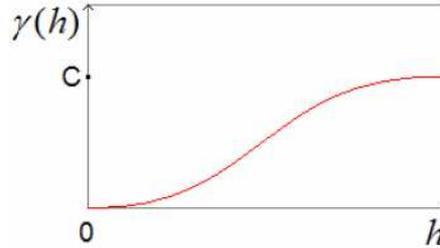


Figura 2-27. Modelo gaussiano. Es derivable en el origen (Tomado de Alfaro, 2007).

5.- Modelo cúbico.

Tiene un comportamiento parabólico en el origen pero su alcance es infinito e igual a a ; su ecuación es:

$$\gamma(h) = \begin{cases} C(7(h/a)^2 - 8.75(h/a)^3 + 3.5(h/a)^5 - 0.75(h/a)^7) & \text{si } h \leq a \\ C & \text{si } h > a \end{cases}$$

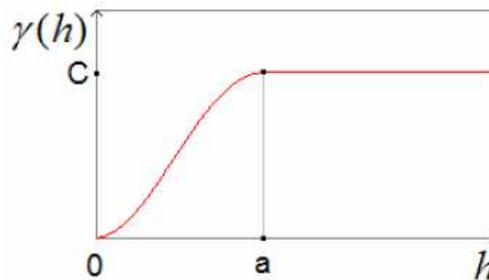


Figura 2-28. Modelo cúbico. Es derivable en el origen (Tomado de Alfaro, 2007).

2.2.7 El error de estimación.

Una de las ventajas más notables de la Geoestadística es que permite acompañar los resultados de un determinado margen de error, el cual permite decidir si la aproximación calculada es aceptable o no.

El error de estimación se define como:

$$\varepsilon = \hat{u}_V - u_V$$

donde \hat{u}_V es el valor medio estimado de un determinado volumen, y u_V es el valor medio real de dicho volumen (el cual es desconocido).

Debido a que z_V es desconocido, entonces ε es desconocido. Renunciamos entonces a conocer el error en signo y magnitud. Sin embargo, se puede caracterizar probabilísticamente el error ε , al utilizar el modelo matemático.

2.2.8 El Krigeage.

En términos ambientales, el krigeage consiste en encontrar la mejor estimación lineal insesgada de un bloque o zona V considerando toda la información disponible, es decir, las muestras interiores y exteriores a V . Esta información estará compuesta tanto por el conjunto de datos experimentales como por la información estructural (funciones variograma o covarianza) que caracteriza la variabilidad de los datos experimentales.

El krigeage atribuye un peso λ_i a cada muestra $z(x_i)$. Estos pesos λ_i se calculan de manera que minimicen la varianza del error cometido (σ_E^2). De esta forma se está seguro de obtener la estimación más precisa de V . Por tanto el interés práctico más importante del krigeage proviene no solamente del hecho de asegurar la mayor precisión posible, sino también porque permite evitar errores sistemáticos.

El kriging se configura como un estimador lineal:

$$\hat{z}_k = \lambda_1 z(x_1) + \lambda_2 z(x_2) + \dots + \lambda_N z(x_N)$$

con la condición de insesgado o condición de universalidad: $\lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_N = 1$

Los pesos λ_i se calculan de manera de minimizar la varianza σ_E^2 del error $\varepsilon = Z_k - Z_v$, en que Z_v es la ley media desconocida de V .

Como es natural, el kriging atribuye pesos altos a las muestras cercanas a V y pesos débiles a las alejadas. Sin embargo, esta regla intuitiva puede fallar en ciertas situaciones en las cuales se habla de efecto de pantalla o de transferencia de influencia.

La obtención de las ecuaciones de kriging se basa en minimizar la expresión de σ_E^2

$$\sigma_E^2 = 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i \frac{1}{V} \int_V \gamma(x_i, x) dx - \frac{1}{V^2} \int_V \int_V \gamma(x, y) dx dy - \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i, x_j)$$

pero los λ_i deben verificar la condición:

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i = 1$$

Para esto usualmente se emplea el método de Lagrange.

Es posible distinguir entre kriging ordinario, que busca estimar el valor medio de un volumen V , y kriging puntual, el cual pretende estimar el valor en un punto x_0 (problema de interpolación). En este último caso el problema se resuelve considerando que el volumen V tiende a cero.

2.2.9 Propiedades del kriging.

Son dos las propiedades más importantes del kriging:

a) Propiedad de simetría.

Si $\gamma(h)$ es isótropo, entonces datos que son simétricos respecto de V y con respecto a los otros datos tienen pesos iguales.

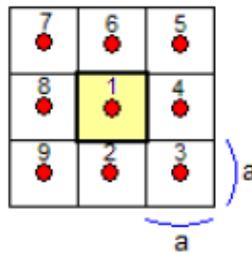


Figura 2-29. Propiedad de simetría del kriging (Tomado de Alfaro, 2007).

En el ejemplo de la figura 2-29:

$$\begin{aligned} \lambda_1 &= \lambda_1 \\ \lambda_2 &= \lambda_4 = \lambda_6 = \lambda_8 \\ \lambda_3 &= \lambda_5 = \lambda_7 = \lambda_9 \end{aligned}$$

b) Composición de krigings.

Sean dos volúmenes disjuntos V_1 y V_2 ; sean z_1 y z_2 los respectivos estimadores de kriging. Entonces:

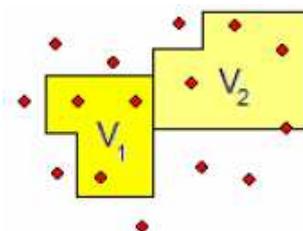


Figura 2-30. Composición de krigings (Tomado de Alfaro, 2007).

Entonces el krigeage z de $V_1 \cup V_2$ será una ponderación por volúmenes o por toneladas:

$$\hat{z} = \frac{V_1 z_1 + V_2 z_2}{V_1 + V_2}$$

2.2.10 Estrategia de búsqueda.

Para llevar a cabo el krigeage es necesario determinar una serie de parámetros, los cuales dependerán del software utilizado. Los más comunes son:

- Radio de búsqueda (R_x, R_y, R_z): en una primera aproximación se pueden utilizar los alcances del variograma en las direcciones (x, y, z), obteniéndose así un volumen con forma de elipsoide.
- Mínimo k de muestras para krigeage: sirve para determinar el número mínimo de muestras que debe contener el elipsoide vecindad para que se realice el krigeage. Por ejemplo, si se escoge un $k=2$, solo se krigearán los bloques que tengan dos o más datos en la vecindad.
- Máximo r de muestras para krigeage: Si se pone, por ejemplo $r=32$, entonces cuando en la vecindad de un cierto bloque existan más de 32 datos, solo se utilizarán en la estimación los 32 datos más cercanos al centro del bloque. Este parámetro se usa para mayor velocidad de los cálculos.
- Máximo l de muestras por octante: si se pone por ejemplo $l=2$, en cada octante se utilizarán las dos muestras más cercanas al centro del bloque.

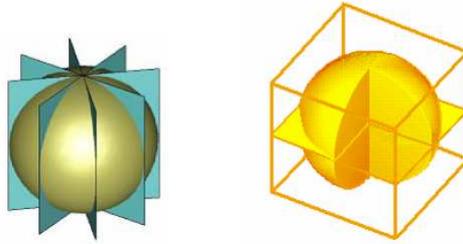


Figura 2-31. Octantes (Tomado de Alfaro, 2007).

- Máximo s de datos por sondaje (toma de datos en línea recta): si se pone, por ejemplo $s = 2$, en cada sondaje se utilizará un máximo de 2 datos, los más cercanos al centro del bloque. El objetivo de este parámetro es forzar la interpolación entre sondajes.

Los parámetros l y s deben ser utilizados con precaución. Para no introducir artefactos, es recomendable que estos valores sean altos, lo que hace que su uso no sea interesante.

3 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA PILOTO

3.1 Localización

El área piloto propuesta es una extensión de 50 km² localizada en los Andes Centrales de Perú, en el denominado Callejón de Conchucos, distrito de San Marcos, Región de Ancash. Según las coordenadas UTM 274 000E y 8 945 700 N, a una altitud media de 4300 metros sobre el nivel del mar y a una distancia en línea recta de la capital peruana de 270 Km, y a 103 Km del costa pacífica. Está situada en la cara Este de la Cordillera Blanca, dentro de la cuenca hidrológica del río Marañón (tributario del río Amazonas). Ver figura 3-1.



Figura 3-1. Localización del área piloto. Mapa tomado en www.redperuana.com.

3.2 Climatología

La cadena montañosa de los Andes separa las masas de aire frío procedentes del Océano Pacífico de los vientos cálidos y húmedos de la cuenca del río Amazonas. Este choque de masas de aire condiciona en gran medida el clima de los Andes. Dicho clima andino está caracterizado por dos estaciones claramente diferenciables y separadas. Por un lado, la estación de invierno de Abril a Octubre es fría y seca, mientras que la estación de verano, de Noviembre a Marzo, es cálida y lluviosa. Es durante esta estación en la que tienen lugar las principales precipitaciones del año. La precipitación ocurre en forma de llovizna o en forma de puntuales lluvias torrenciales.

La transición entre estas dos estaciones es usualmente bastante abrupta. Es teniendo en cuenta los registros de precipitación como es posible distinguir la estación seca, correspondiente a los meses de invierno, de aquella estación húmeda coincidente con los de verano. Las principales precipitaciones del año se registran durante los meses de Noviembre a Marzo, siendo la precipitación media de Mayo inferior a la mitad de la registrada en Abril. También la de Septiembre es muy inferior a la de Octubre. En ambos meses la precipitación decrece hasta valores muy inferiores a la evapotranspiración. Son por tanto estas diferencias mensuales de precipitación las que marcan el paso entre ambas estaciones.

3.2.1 Análisis y tratamiento de datos de precipitación

En la zona de estudio existen cinco estaciones meteorológicas repartidas en su superficie. Sin embargo, dada la escasa extensión del área de estudio se ha optado por considerar únicamente los datos registrados en una de ellas. Se eligió la estación meteorológica Y por estar situada en la zona central de la cuenca y a una altitud intermedia. En la figura 3-2 puede apreciarse la situación de dicha estación.



Figura 3-2. Situación de la estación meteorológica Y.

Se ha considerado el registro histórico de precipitación correspondiente al período comprendido entre el año 2001 y la actualidad, el cual aparece representado en el hietograma de la figura 3-3. Aunque el período mínimo recomendado para considerar series de precipitación es de 30 años, no existen en la zona de estudio registros anteriores al 2001. Los datos han sido facilitados por la Compañía propietaria de la extensión.

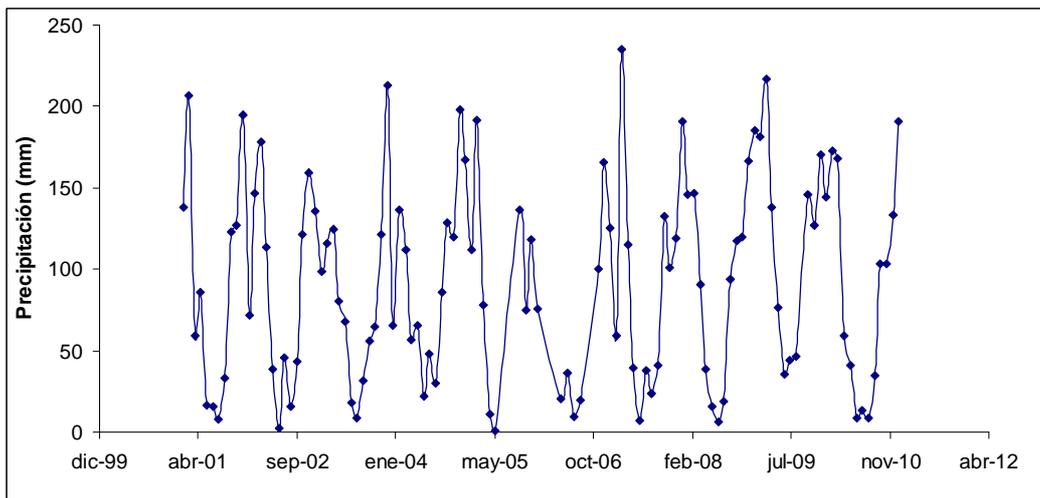


Figura 3-3. Precipitación mensual del período 2001- 2011

La configuración del hietograma aporta importantes conclusiones acerca de las características pluviométricas de la región. La más llamativa son las

notables diferencias estacionales respecto a volúmenes de precipitación: se tiene una serie de mínimos relativos en los meses de junio, julio y agosto, en los cuales la precipitación suele ser inferior a 10 l/m²; por el contrario, es durante los meses de noviembre a marzo en los que se registran los mayores volúmenes (por lo general superiores a 150 l/m), y siendo en este último mes en el que se producen los máximos absolutos.

Se ha calculado la precipitación anual de los años considerados, apareciendo recogida en la siguiente tabla (tabla 3-1). Se tiene por tanto una precipitación anual media de 1108 l/m².

Año	P anual (mm)
2001	1176
2002	1073
2003	1000
2004	1068
2005	1025
2006	1008
2007	1036
2008	1153
2009	1367
2010	991

Tabla 3-1. Precipitación anual.

La precipitación mensual media se recoge en la tabla 3-2 y figura 3-3

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

Mes	P mensual media (mm)
Enero	135
Febrero	134
Marzo	175
Abril	88
Mayo	48
Junio	16
Julio	25
Agosto	22
Setiembre	55
Octubre	119
Noviembre	115
Diciembre	161

Tabla 3-2. Pecipitación mensual media.

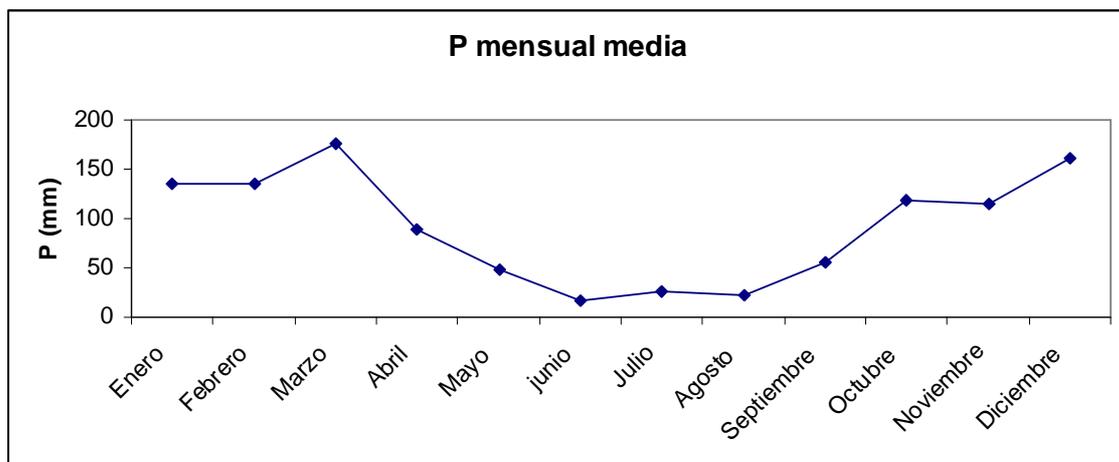


Fig 3-3. Pecipitación mensual media.

Tal como se introdujo en el apartado de climatología, es posible diferenciar una estación seca comprendida entre los meses de Abril a Octubre, de otra húmeda producida entre los meses de Noviembre a Marzo.

3.3 Relieve

La topografía del área está caracterizada por pronunciados picos y crestas calcáreas, en altitudes comprendidas entre los 4700 y 4800 metros sobre el nivel del mar. La dirección dominante de valles y crestas es NW- SE, reflejo de la estructura regional y la fábrica tectónica.

3.4 Geología

3.4.1 Depósitos superficiales

La zona de estudio presenta como característica topográfica principal una sucesión de crestas y valles de dirección NW- SE, los cuales son reflejo del levantamiento y posterior erosión glacial acaecida durante el Pleistoceno tardío (Baxter y Bussel,1986).

Como resultado se tienen profundos valles en U con depósitos morreicos (tabla 3-3). Estudios de gradación revelan que los depósitos están compuestos por un 36%- 53% de arena gruesa, de un 20 a 36% de limo, y un 10%- 20% de arcilla, con presencia ocasional de bolos.

Tipo de depósito	Descripción
Topsoil	LIMO, algunas trazas de arena fina, seco a saturado, presencia de raíces, baja plasticidad, negro. Espesor de 0 a 10 cm.
Suelo orgánico	TURBA, marrón oscuro, saturada, fibrosa, orgánica.
Till glacial	GRAVA y ARCILLA, grava media a gruesa, alguna grava fina, algunos bolos de diámetro superior a 2m, bien gradados, sub-angulosos a sub-redondeados, homogéneo, cementado, fuerte reacción al HCl, DTPL, seco, denso a muy denso, alta plasticidad, marrón oscuro. Cierta proporción de limo, arena y arcilla
Coluvial	GRAVA y BOLOS, algún limo, alguna arena, angular, seco, no compacto. La permeabilidad varía de alta a baja en función del contenido de finos.

Tabla 3-3. Depósitos morreicos.

3.4.2 Rasgos de karstificación

Los rasgos kársticos dentro de las terrazas calizas de la zona de estudio (MWH Perú SA, informes de campo) están típicamente asociados a estructuras de disolución en superficie, pequeños sumideros, áreas de infiltración y manantiales. Además son comunes los precipitados calcáreos de turba, tanto en los valles fluviales como en los alrededores de los depósitos de residuos. La disolución superficial a lo largo de los contactos con el skarn también es relativamente frecuente. En cambio las estructuras resultantes del colapso de sumideros no son comunes.

Existen escasas cavernas profundas en las zonas expuestas de las calizas, así como en las paredes de las crestas. Éstas surgieron en su mayoría a partir de antiguos manantiales. Se localizan además amplias áreas de infiltración situadas al Este del vertedero de residuos, creadas como resultado de la erosión glacial.

Las principales estructuras de drenaje no suelen estar asociadas a colapsos de material, sino a la disolución a favor de fracturas.

3.4.3 Estratigrafía

La zona de estudio está conformada por una secuencia sedimentaria cretácica en la que podemos distinguir dos tramos fundamentales (Baxter y Bussel, 1986):

- 1) Una secuencia inferior compuesta por sedimentos clásticos: arenas, cuarcitas, esquistos y algunos carbonatos. Este conjunto de materiales constituye el denominado Grupo Goyllarisquizga.
- 2) Una secuencia superior compuesta en su mayoría por facies carbonatadas: calizas, margas, arenas y esquistos calcáreos. Estos materiales conforman las Formaciones que se describen a continuación.

Ver figuras 3-4 y 3-6.

3.4.3.1- Cretácico inferior

Formación Chimú. Esta Formación conforma la imponente cresta montañosa que atraviesa la región con dirección NW- SE, compuesta por estratos de cuarcita grisácea. Tuvo su origen en un ambiente fluvial. Los estratos de cuarcita buzan al SW aproximadamente 30 a 70°. Los estratos suelen tener potencias de varios metros presentando superficies pulidas a causa de la erosión glacial. Se estima que puede tener una potencia total de 400 a 800 metros.

La formación también contiene intercalaciones de “siltstone and mudstone” gris- rojizos.

Formación Santa. Situada sobre la anterior, aparece localizada en la cara oeste de la cresta formada por dicha cuarcita. La caliza es gris clara, de grano fino, no porosa, con estratos de escasa potencia que buzcan entre 50 y 60° hacia el SW.

Formación Pariahuanca (Aptiense- Albiense). Dentro de la Quebrada Juprog la Formación Pariahuanca yace sobre las arenas de la Formación Farrat, consistiendo en calizas azuladas finamente estratificadas. El espesor de la formación es inferior a 100 metros dentro del área.

Formación Pariatambo (Albiense medio). Esta formación consiste en una sucesión de calizas grises con intercalaciones de margas. En apariencia esta formación puede parecerse a la anterior, pero se distingue por el olor sulfuroso de su corte fresco. La intensa fracturación que acompaña a esta unidad hace suponer que se encuentra a manera de escama tectónica al interior de un cabalgamiento tectónico. Ver foto 3-1.



Foto 3-1. Niveles de calizas grises grainstone que se intercalan entre las lutitas margosas gris-oscuras (parte superior de la Formación Pariatambo).

3.4.3.2 Cretácico superior

Formación Jumasha (Albiense superior- Turoniense). Es la formación que domina los valles Pincullo y Juprog. Consiste en una serie de estratos de calizas grises de 1 a 2 m de espesor. Los estudios geológicos regionales llevados a cabo por Baxter y Bussel (1986), Romaní (1982) y León (2002) acordaron dividir la Formación en tres miembros de acuerdo a sus características estratigráficas y litológicas: Inferior, Medio y Superior. Estos materiales son los que tienden a formar las prominentes crestas de dirección NNW- SSE existentes en la región.

Las calizas son descritas como micritas o biomicritas, con una buena proporción arcillosa. Normalmente presenta espesores comprendidos entre los 700 y 1000 metros, aunque pueden verse aumentados a causa del plegamiento. El miembro intermedio de la formación es el más susceptible a la karstificación en comparación al resto.

Formación Jumasha- Miembro inferior. Este miembro está compuesto por calizas micríticas arcillosas, grisáceas y de estratificación intermedia, con intercalaciones esquistosas. Es la más espesa de las subunidades del Jumasha, con una potencia de entre 740 y 800 metros. La estratonomía es

variable, mostrando tanto capas medias como delgadas, y también no pocos bancos gruesos.

Predominan netamente las calizas, casi invariablemente grises oscuras y con cierto olor orgánico en fractura fresca. Especialmente en la base son frecuentes las concrecciones diagenéticas silíceas que, sin embargo –al igual que los fósiles silicificados- pueden ocasionalmente encontrarse hasta cerca al tope de la subunidad.

Similarmente se presentan intercalaciones de dolomías y dolomías calcáreas, comúnmente con colores de intemperismo que van del crema al beige (foto 3-2).



Foto 3-2. Banco de dolomía (color beige pálido) en parte con laminación microbiana. Jumasha 1.

La zona de contacto entre los Miembros inferior e intermedio está constituida por un importante intervalo margoso, que destaca en el paisaje al conformar pequeños relieves hundidos (foto 3-3)



Foto 3-3 *Jumasha 1, intervalo margoso a su tope y Jumasha 2.*

Formación Jumasha- Miembro intermedio. Es el miembro más representativo de la Formación Jumasha. Consiste en una secuencia de calizas grises de potencia decimétrica. De acuerdo a la clasificación textural de Dunham, son de tipo “Grainstone” a “Packestone”, lo que significa que presentan gran cantidad de granos embebidos en matriz calcárea fina. Por tanto este tipo de calizas son bastante susceptibles a la disolución y a la karstificación, de forma que presentan abundantes conductos, cuevas y sumideros. El espesor de este Miembro en el Valle Juprog es del orden de 1000 metros. Contienen además unos tramos estratigráficos de mayor resistencia, los cuales conforman prominentes crestas montañosas.

Formación Jumasha- Miembro superior. El miembro superior consiste en una secuencia continua de calizas oscuras dispuestas en finos estratos de 0.1 a 0.3 m de espesor. Se trata principalmente de calizas arcillosas (con alto porcentaje de arcilla) y con presencia de intercalaciones de lutitas calcáreas. Aunque puede presentar ciertas estructuras de karstificación superficial (ej. lapiaz), no presenta signos de karstificación en profundidad.

Destaca dentro de este miembro un prominente paquete margoso denominado como “Sucesión marcadora”. Éste es el más importante intervalo margoso, bastante más notable que aquel que define el tope del Jumasha inferior, dentro de la porción predominantemente calcárea de la formación. Por

su poco competente constitución es común que no aflore y que más bien esté marcado por una sucesión de taludes y conos de escombros, ellos mismos compuestos de derrubios de matices de beige (foto 6).

La sucesión marcadora se compone de bancos de calizas margosas macizas alternados con horizontes aún más margosos, frecuentemente con estructura concreccionaria (foto 3-4)



Foto 3-4. Tope aproximado de la sucesión marcadora (calizas margosas con estructura concreccionaria en los horizontes más margosos) señalado por martillo. Estratigráficamente encima (izquierda), calizas bituminosas.

Formación Celendin (Coniaciense- Santoniense). La Formación Celendin representa la franja superior de la plataforma carbonatada cretácica, a partir de la cual pasamos de facies marinas a facies continentales (foto 3-5 y 3-6, figura 3-4)

Esencialmente es una Formación arcillosa compuesta por margas grises nodulosas y calizas margosas, con intercalaciones de “mudstones” y “siltstones”. La formación es mucho menos resistente que la adyacente Jumasha, conformando colinas redondeadas cubiertas por suelos residuales.

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

Debido a la presencia de abundantes fallas inversas, su espesor en la zona de estudio no es completo. La formación Celendin no presenta karstificación superficial abundante, sin embargo se han identificado algunos conductos subterráneos.



Foto 3-5 Vista del Jumasha Superior, donde se puede apreciar el carácter de lomas onduladas que responden al contenido de margas que ya corresponden a la Formación Celendín.



Foto 3-6. Bancos de caliza muy margosa con estratificación delgada (inclinados de izquierda a derecha) de la Fm. Celendín.

3.4.3.3 Terciario intrusivo

El límite SE del valle principal se encuentra surcados por un gran cuerpo intrusivo granodiorítico. La roca es de grano medio, textura masiva, con presencia de inclusiones xenolíticas que representan porciones de roca encajante arrancadas durante la intrusión. Se encuentran pequeños depósitos de skarn sulfuroso localizados en el contacto granodiorita/encajante, algunos mineralizados con trazas de cobre.

Al Oeste de la intrusión granodiorítica, las calizas de las Formaciones Jumasha y Celendín y la cuarcita de la Formación Chimu se encuentran intruídas por estrechos (de 1 a 10m) diques granodioríticos/monzoníticos dispuestos siguiendo una dirección NE-SW. Estos diques están localmente asociados a mineralizaciones de skarn sulfuroso, resultante del metamorfismo de contacto producido sobre el encajante.

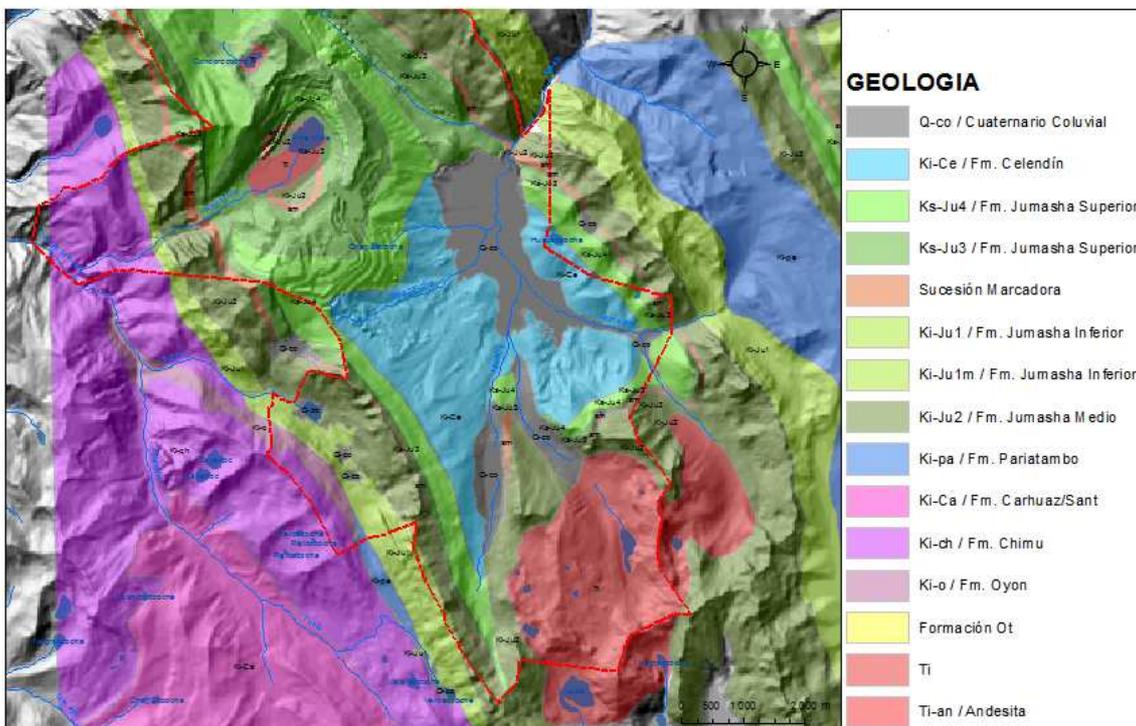


Figura 3-6. Mapa geológico de la región (MWH Perú SA)

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

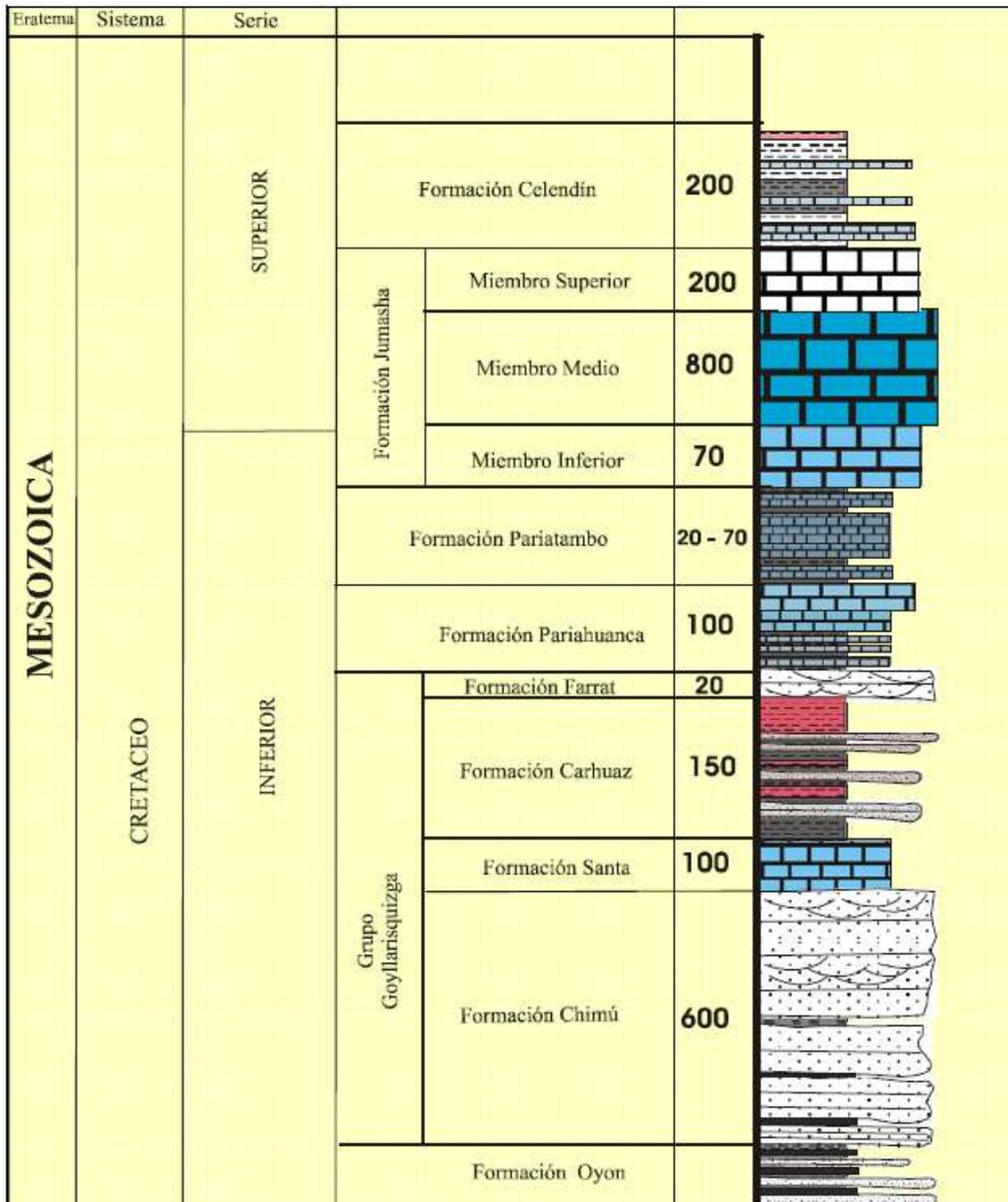


Figura 3-4. Columna estratigráfica de la región (MWH Perú SA).

3.4.4 Geología estructural.

Estas formaciones fueron levantadas y deformadas durante el Terciario inicial, dándose procesos de plegamiento y fallamiento según una dirección principal NW- SE, tras el cual, durante el Terciario tardío (Mioceno), se produjo la intrusión granítica origen del skarn que aloja las mineralizaciones.

El área de estudio se encuentra localizada entre dos núcleos anticlinales principales de dirección NW- SE, ambos resultantes de los esfuerzos compresivos ocurridos en dirección NE- SW. También como fruto de dichos esfuerzos la zona se encuentra surcada por pliegues menores de igual dirección, así como por un sistema de cabalgamientos imbricados. Tales estructuras determinan la configuración interna del área de estudio, así como las características topográficas.

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

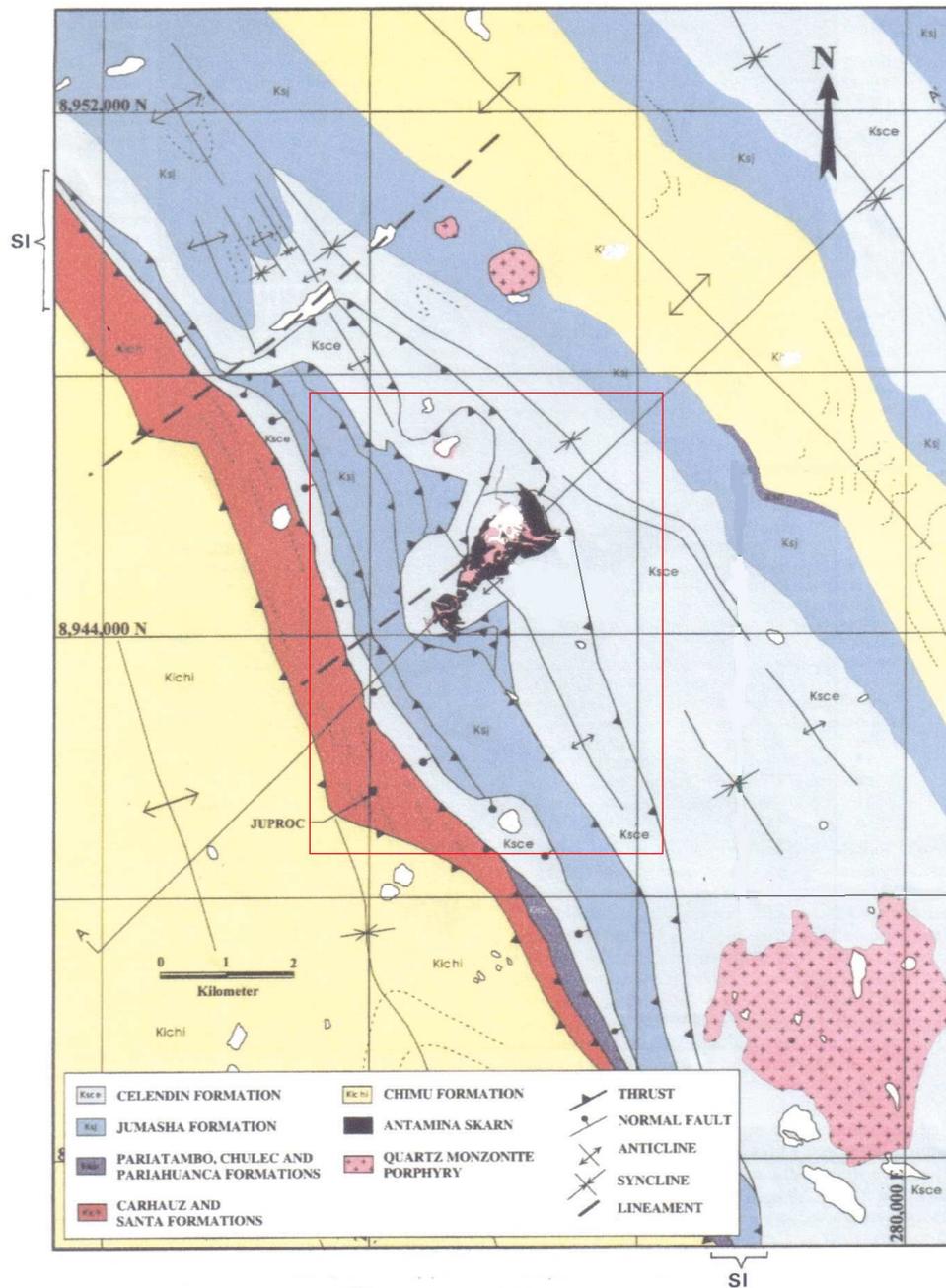


Figura 3-5. Geología estructural simplificada del área de estudio. Tomado de Glover (1997) y Redwood (2004). SI sistema de cabalgamientos imbricados. Recuadro rojo área de estudio.

4 EVALUACIÓN DE LA RECARGA MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL MÉTODO APLIS

4.1 Desarrollo del Método APLIS en la zona de estudio: construcción de las variables y propuesta de adaptación

4.1.1- Variable Altitud (A)

Aún siendo una variable fácil de analizar (al requerir para ello únicamente un mapa topográfico de la región), se encontraron serias dificultades para ser puntuada y clasificada según los estándares del Método APLIS original.

Éste fue desarrollado en el Sur de España, donde no se encuentran materiales carbonatados en altitudes superiores a los 2700 metros, por lo que el Método considera intervalos de altitud únicamente hasta dicha cota. Sin embargo, la zona de estudio del presente trabajo se encuentra a cotas comprendidas entre los 3900 y 4800 metros sobre el nivel del mar, por lo que no existían intervalos definidos para dichas altitudes. Esto obligó a introducir una ligera modificación al Método con la finalidad de obtener nuevos intervalos y puntuaciones.

El primer paso consistió en caracterizar la forma en que la precipitación varía en función de la altitud. Es decir, establecer una correlación entre ambas. Para ello se consideraron series de precipitación mensual registradas en dos estaciones meteorológicas próximas pero situadas a diferentes altitudes (tablas 4-1 y 4-2):

- Estación Y: altitud 4189 msnm
UTM Norte 8942161
UTM Este 277040
- Estación D: altitud 4317 msnm
UTM Norte 8940608
UTM Este 276914

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica.
Caso de los Andes centrales de Perú.

Año	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept	Octubre	Noviembre	Diciembre	Anual
2001	182,4	151,6	219,8	67,5	95,2	19,39	19,2	10,3	45,7	143,5	150,8	206,4	1311,7
2002	79,6	179,2	214,6	139,8	44,1	19,9	52,6	11,9	48,1	151,5	174	153	1268,3
2003	115,1	129,7	146,4	91,5	69,8	19,6	8,8	31	60,8	79,5	117	223,4	1092,4
2004	66,8	135,8	110,4	62,2	71,9	23,6	38,3	25	75,5	161,1	151,7	183,6	1105,9
2005	182,8	115,7	191	78	17,8	0,8	8	17,8	26,6	138,8	78,4	148,6	1004,3
2006	147,4	120,7	179	133,8	17,6	40,5	10,4	17,4	60,4	154	145,8	164,4	1191,4
2007	120,2	77,4	235,6	125,5	39,6	9,4	40,6	11,6	41	132,2	101,3	120,2	1054,6
Promedio	127,76	13,01	185,26	99,76	50,86	19,01	25,41	17,86	51,16	137,23	131,29	171,37	1146,97

Tabla 4-1. Precipitación mensual Estación Meteorológica Y.

Año	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept	Octubre	Noviembre	Diciembre	Anual
2001	178,4	170,9	233,1	80,5	82,6	16,7	13,6	11,3	49,44	154,81	162,67	222,58	1376,6
2002	79,6	179,2	214,6	139,8	44,1	19,9	52,6	11,9	48,1	151,5	174	153	1268,3
2003	126	148	156,3	88,3	66,6	20,4	11,6	30,1	59,6	81,8	117,9	230,6	1137,2
2004	77,6	175,9	117,5	65,6	84,1	28,4	44,15	25	75,5	161,1	151,7	183,6	1190,2
2005	183,6	136,6	211,1	83	18,6	1,4	8,4	17,2	19	149,2	83,4	172,1	1083,6
2006	163,8	128,2	204,2	133,2	21	60,9	11,6	14,8	68	178,7	160,2	171,6	1316,2
2007	149	96	246,6	140,9	44,6	10	40,2	10,8	44,38	142,64	109,34	129,7	1164,1
Promedio	136,9	147,8	197,6	104,5	51,7	24,1	24,7	18,4	49,1	135	128,4	175,5	1193,7

Tabla 4-2. Precipitación mensual Estación Meteorológica D.

El objetivo de caracterizar la precipitación anual de esta forma, es obtener una ecuación que permita la estimación de la misma a cualquier altitud.

Al ser mayor la precipitación anual en la Estación D (1193,7 mm), a la altitud a la que se sitúa dicha estación le fue otorgado un peso en porcentaje del 100%. La precipitación anual en la Estación Y es de 1146,97 mm, por lo que a dicha estación le correspondería un peso con respecto a la anterior del 96% (ver tabla 4-3)

Estación	Altitud	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept	Octubre	Noviembre	Diciembre	Anual	% porcentaje
Y	4189	127,76	13,01	185,26	99,76	50,86	19,01	25,41	17,86	51,16	137,23	131,29	171,37	1146,97	0,96
D	4317	136,9	147,8	197,6	104,5	51,7	24,1	24,7	18,4	49,1	135	128,4	175,5	1193,7	1

Tabla 4-3. Precipitación media mensual, anual, y factor de ponderación de las Estaciones Y y D.

La representación gráfica de ambos factores de ponderación frente a la altitud (figura 4-1) permite obtener una recta, la cual relacionará cualquier cota con su respectivo factor de ponderación. Así, cuando queramos estimar la precipitación a una altura determinada, bastará con multiplicar el factor de

ponderación correspondiente por el valor de la precipitación de referencia (Estación D, 1193.7mm). De esta forma se ha estimado la precipitación que cabría esperar a distintas cotas (tabla 4-4).

Cota inicial	Cota final	P anual
3750	3800	996.56
3800	3850	1014.82
3850	3900	1033.09
3900	3950	1051.35
3950	4000	1069.61
4000	4050	1087.88
4050	4100	1106.14
4100	4150	1124.41
4150	4200	1142.67
4200	4250	1160.93
4250	4300	1179.20
4300	4350	1197.46
4350	4400	1215.72
4400	4450	1233.99
4450	4500	1252.25
4500	4550	1270.51
4550	4600	1288.78
4600	4650	1307.04
4650	4700	1325.31
4700	4750	1343.57
4750	4800	1361.83

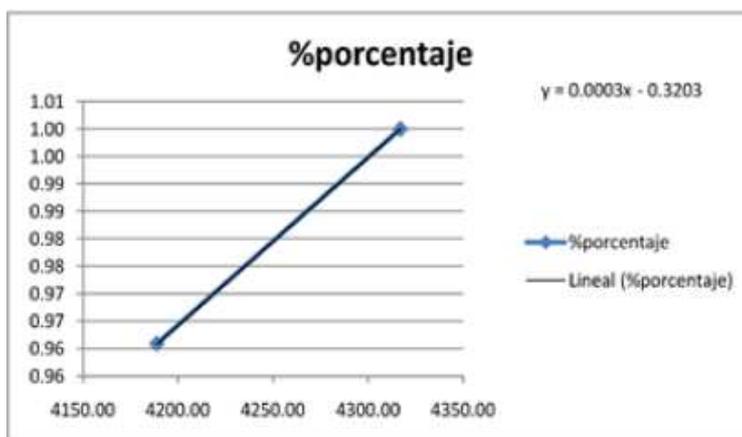


Fig. 4-1. Gráfica de correlación altitud- precipitación.

Tabla 4-4. Estimación de P anual para diferentes altitudes.

Se estima que por cada incremento de altitud de 50 metros, la precipitación aumenta en 18,26 mm. Considerando intervalos de altitud de 400 metros se tienen incrementos de la misma del orden de 146 mm.

Dividiendo la precipitación estimada del punto más elevado (4800 metros, 1362 mm) entre 146 mm (incremento de precipitación correspondiente a un intervalo de 400 metros) es posible obtener un nuevo sistema de puntuación con diez clases (tabla 4-5).

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

Altitud (m)		P
< 1000		1
1000	1400	2
1400	1800	3
1800	2200	4
2200	2600	5
2600	3000	6
3000	3400	7
3400	3800	8
3800	4200	9
> 4200		10

Tabla 4-5. Puntuación asignada a los valores de la variable Altitud (propuesta personal).

Por último se creó la capa formato GIS de la variable considerada, de acuerdo al sistema de puntuación obtenido (figura 4-2).

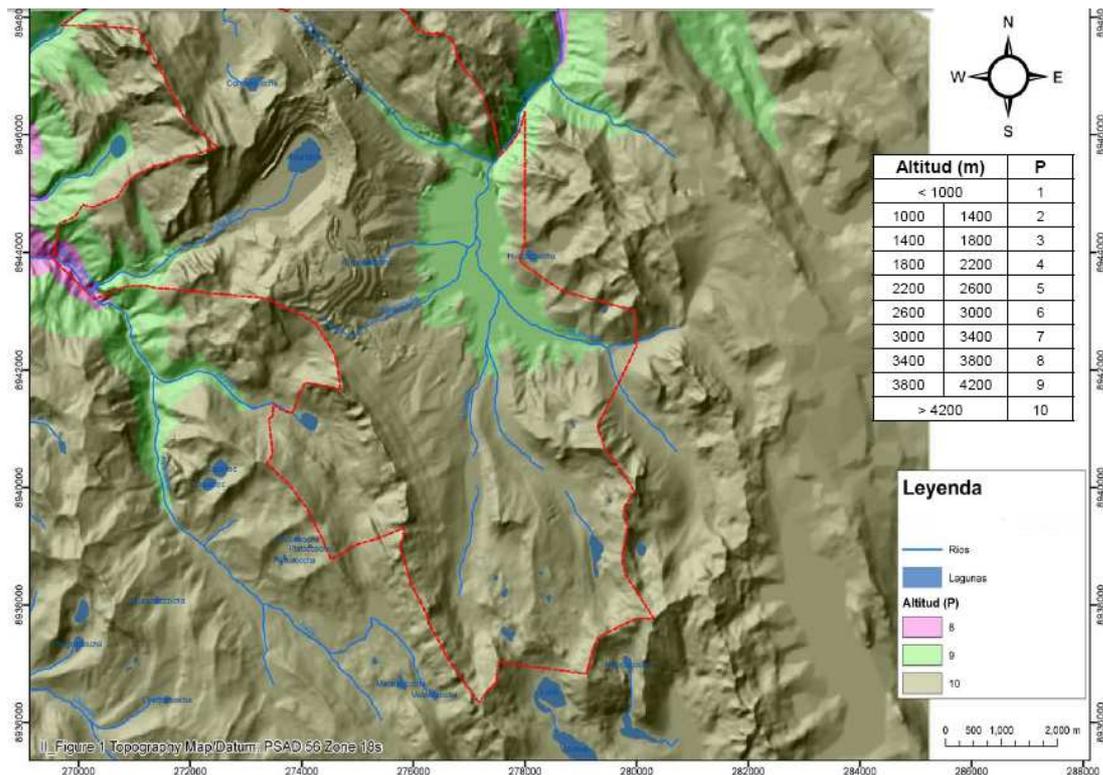


Figura 4-2. Parámetro A, altitud (Método APLIS original modificado).

En el área de estudio, el parámetro altitud presenta únicamente 3 valores de los 10 posibles. La mayor parte de la misma se encuentra situada a cotas superiores a los 4200 metros (puntuación 10), existiendo una pequeña

área (del orden del 20% del total) situada a cotas comprendidas entre los 3800 y 4200 metros.

4.1.2 Variable Pendiente (P)

Respecto a la variable Pendiente (P), el área de estudio se caracteriza por su heterogeneidad. Presenta importantes crestas y relieves abruptos en la zona perimetral (puntuaciones de 1 a 2), encontrándose pendientes suaves y relieves alomados en la zona central (puntuaciones comprendidas entre 4 y 8). Tal distribución espacial del parámetro aparece reflejada en la figura 4-3.

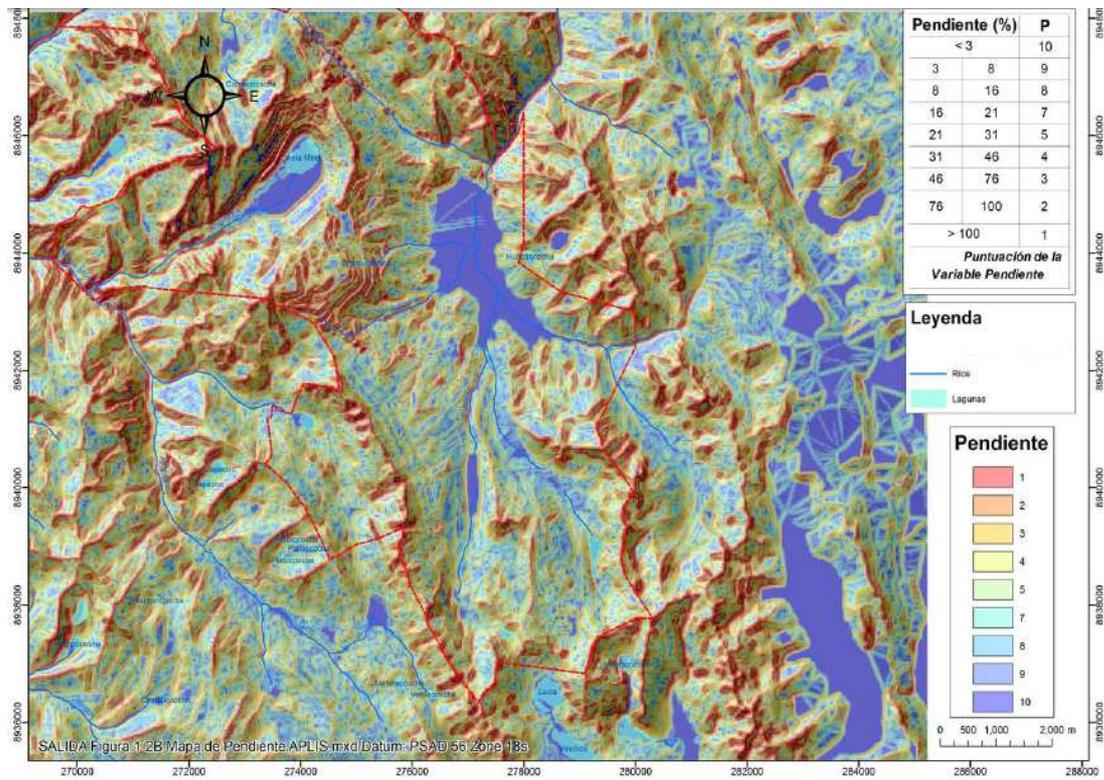


Fig. 4-3. Parámetro P, pendiente (Método APLIS original).

4.1.3 Variable litología

El parámetro L se ha puntuado siguiendo los criterios del método y su distribución espacial se muestra en la figura 4-4. Para ello se revisaron las características de cada material, con la finalidad de incluirlos en los grupos litológicos definidos:

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

- los depósitos cuaternarios se agruparon bajo la denominación de “Arenas y gravas, coluviones”;
- los materiales intrusivos fueron agrupados como “Rocas plutónicas y metamórficas”;
- se hizo una distinción entre “Calizas carstificadas” y “Calizas algo carstificadas”: la primera denominación se dio a las calizas del Miembro intermedio de la Formación Jumasha, por ser las que presentan un mayor grado de karstificación. Estas calizas son las únicas en las que se ha constatado la existencia de una red kárstica subterránea importante. Los demás tramos de la Formación Jumasha se agruparon bajo la denominación de “Calizas” o “Calizas algo carstificadas”;
- los materiales de la Formación Pariatambo fueron consideradas como “Calizas con arcillas”, por presentar importantes intercalaciones margosas;
- dada su reducida permeabilidad, las margocalizas de la Formación Celendín fueron clasificadas como “Arcillas”.

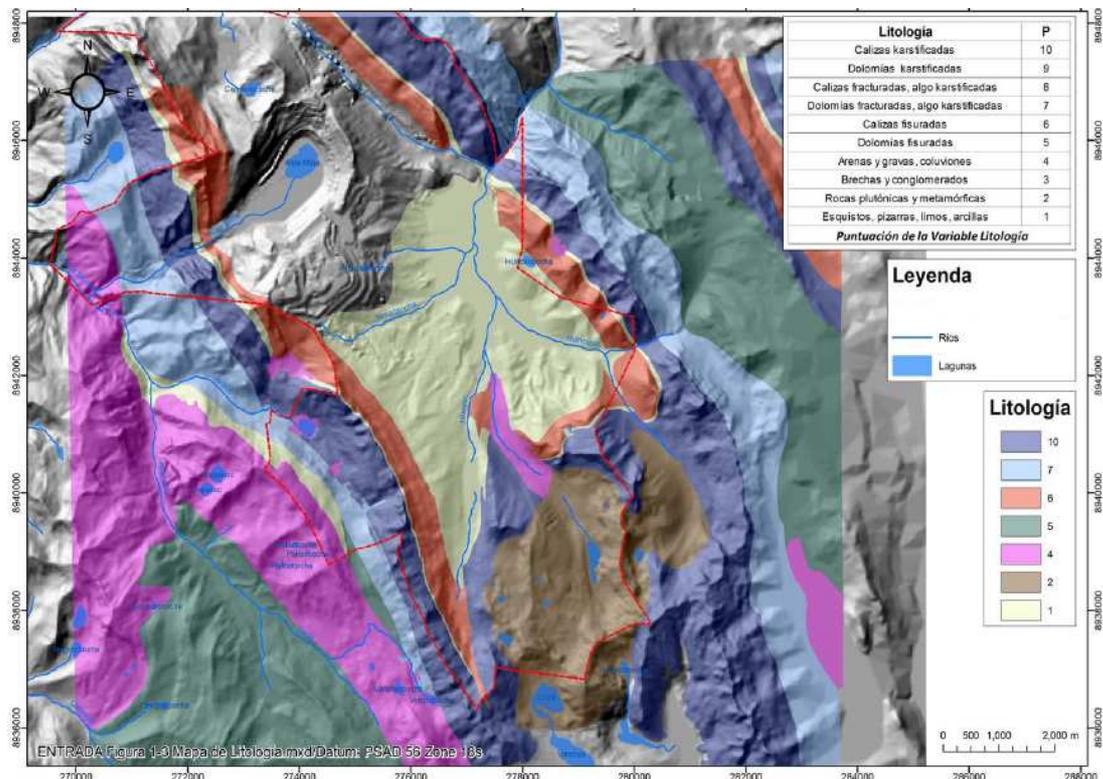


Fig. 4-4. Parámetro L, litología (Método APLIS original).

4.1.4 Variable Estructuras de Infiltración Preferencial (I)

Para el análisis del Parámetro (I) se estudió la situación espacial de los siguientes rasgos kársticos: sumideros y chimeneas, dolinas, *karren fields*, estructuras de disolución superficial y fracturas.

Se han valorado con la máxima puntuación (10) sumideros y chimeneas, las dolinas sin substrato arcilloso y los *karren fields*. Las estructuras de karstificación superficial no han sido consideradas de infiltración preferencial dado su escaso desarrollo en profundidad.

Las estructuras de infiltración preferencial se concentran en las zonas donde afloran las calizas, sobre todo en los relieves abruptos que delimitan el área de estudio. Se tiene por tanto una superficie bastante extensa en la cual existen tales estructuras (aproximadamente la mitad del total). La figura 4-5 muestra su distribución.

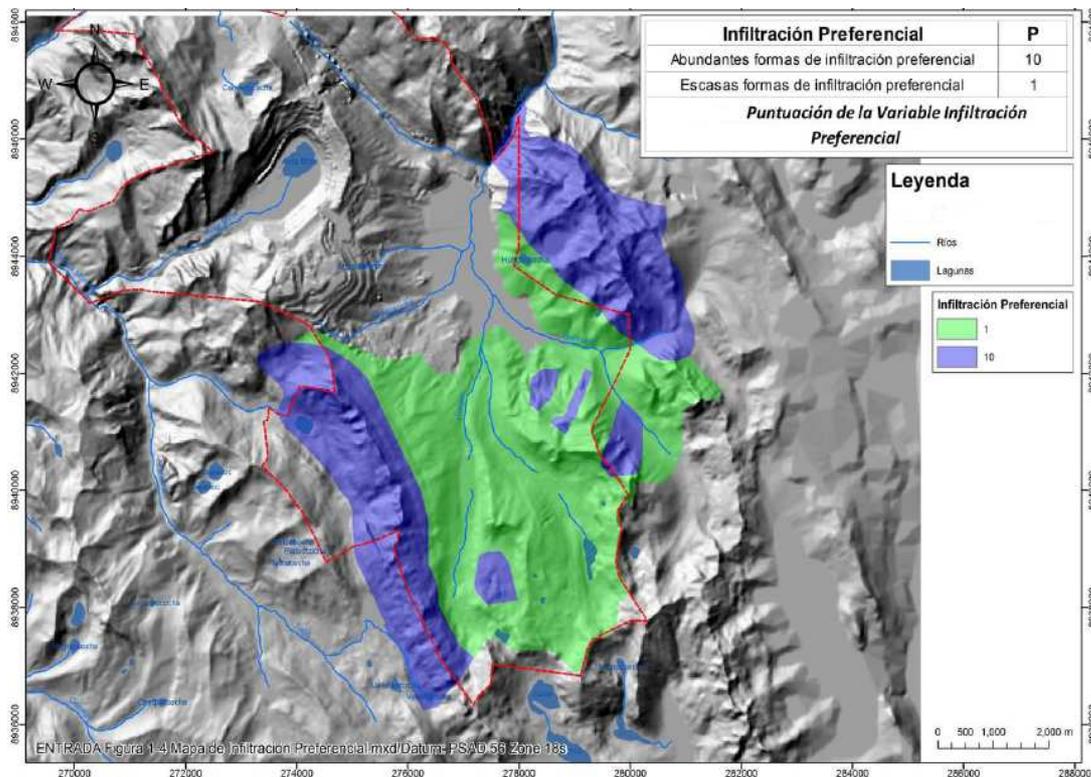


Fig. 4-5. Parámetro I, formas de infiltración preferencial (Método APLIS original).

4.1.5 Variable Suelo (S)

En el área de estudio aparecen representadas 4 de las 10 clases de suelos considerados por el Método (figura 4-6): Leptosoles; Cambisoles cálcicos; Histosoles eútricos y Luvisoles órticos y cálcicos; Vertisoles crómicos.

Aproximadamente un 70% de la zona de estudio se encuentra cubierta por Cambisoles cálcicos de valor 6, siendo inferior el porcentaje de suelos con valores extremos.

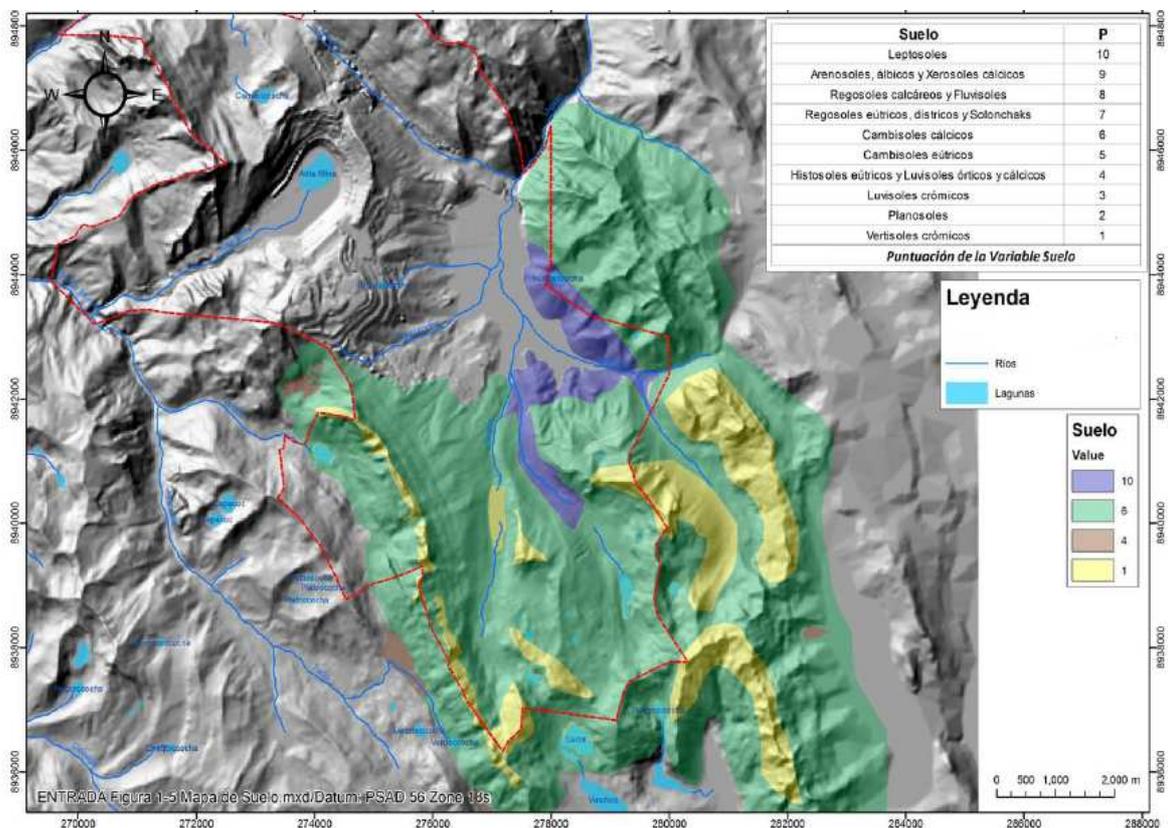


Fig. 4-6. Parámetro S, suelos (Método APLIS original).

4.2 Discusión de resultados.

Al aplicar el algoritmo para obtener el valor de la tasa de recarga mediante la superposición de variables puntuadas, se tiene que la tasa media estimada es del 48.5 %, lo que corresponde a una tasa de recarga Moderada.

La distribución espacial de tasas de recarga, expresadas en % de precipitación, aparece en la figura 4-7.

Un 35,5% de la superficie estudiada presenta tasas de recarga de clase Baja (intervalo 20 – 40 %). Esta clase aparece representada en la zona central de la cuenca, donde existen relieves suaves (pendientes comprendidas entre 0 – 30%). Coincide con los afloramientos calizos margosos de la Formación Celendín, con afloramientos de material intrusivo, y con suelos de tipo cambisol cálcico y vertisol crómico. Además son ausentes las estructuras de infiltración preferencial. Aunque en esta zona las escasas pendientes favorecen la infiltración, la baja permeabilidad de los materiales la limitan notablemente.

La clase de recarga Moderada (intervalo del 40 – 60%) ocupa una extensión del 16 % del total. Aparece en la parte central de la cuenca, allí donde afloran las calizas fisuradas y karstificadas del Jumasha medio, y donde existen además determinadas concentraciones de estructuras de infiltración preferencial.

Las mayores tasas de recarga, equivalentes a la clase Alta (intervalo 60 – 80%), se presentan en la periferia de la zona de estudio. Aunque es allí donde se encuentran las mayores pendientes (hecho que no favorece la infiltración), existe una alta concentración de estructuras de infiltración preferencial, en su mayoría dolinas, sumideros y *karren fields*. Sin duda éste es el factor determinante para las altas tasas de recarga encontradas. Los materiales aflorantes son los distintos tramos de la Formación Jumasha, rocas carbonatadas fisuradas y karstificadas. El área caracterizada con esta clase supone un 48,5% del total.

No se han reconocido zonas caracterizadas por clases de recarga Muy Baja (recarga inferior al 20%) y Muy Alta (recarga superior al 80%).

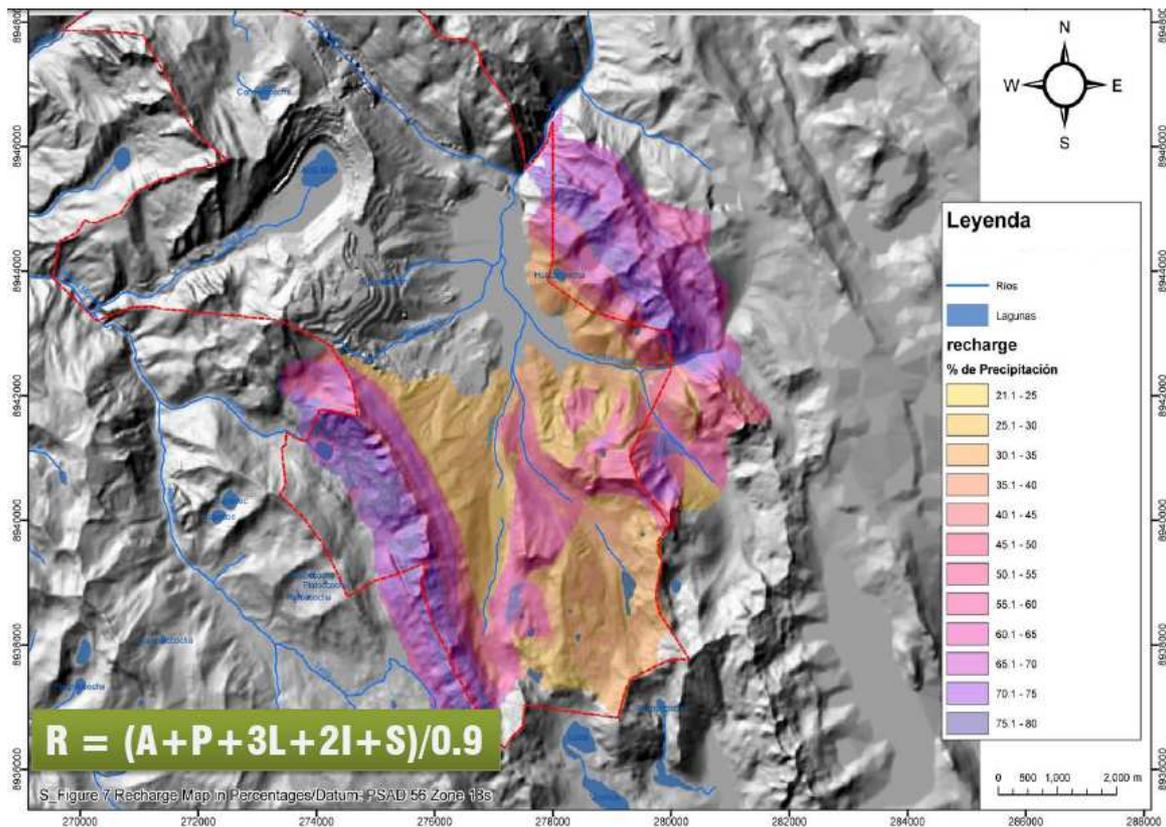


Fig 4-7. Distribución de recarga en % de precipitación.

4.3 Comparación de la tasa de recarga media obtenida mediante el método APLIS original adaptado con los de otros métodos convencionales

Con la finalidad de contrastar el resultado obtenido mediante el método APLIS, se calculó la tasa de recarga empleando un método tradicional: el balance hídrico del suelo de Thorntwaite, el cual se basa en estimar la lluvia útil (PU) a partir de la precipitación (P) y la evapotranspiración real (ETR):

$$PU = P - ETR$$

La ETR es calculada a partir de la evapotranspiración potencial (ETP, mm/día), la cual se dedujo mediante la fórmula de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985). Ésta la obtiene a partir de la temperatura media diaria (t_{med} , °C) y de la radiación solar incidente (R_s), convertida en mm/día:

$$ETP = 0,0135(t \text{ med} + 17,78)R_s$$

El parámetro R_s fue calculado mediante la fórmula de Samani (2000):

$$R_s = R_0 \cdot K_T \cdot (t_{\text{max}} - t_{\text{min}})^{0,5}$$

donde:

R_0 = Radiación solar, tabulada en Allen et al (1998).

K_T = coeficiente empírico calculado a partir de datos de presión atmosférica, pero Hargreaves recomienda $K_T = 0,162$ para regiones de interior.

t_{max} = temperatura máxima diaria.

t_{min} = temperatura diaria mínima.

Se calculó la ETP para el día 15 de cada mes, extrapolándose posteriormente a su totalidad. Los cálculos realizados aparecen en la Tabla 4-6.

	Ene	Feb	Marz	Abril	Mayo	Jun	Julio	Agos	Setie	Oct	Nov	Dic
T med (°C)	5,3	6,4	6,1	7,1	5,9	6,1	6,3	4,8	5,5	5,3	5,3	3,5
T med + 17.78	23,	24	23	24	23,6	23,8	24,	22,6	23,3	23,1	23,1	21,3
R_s (mm/dia)	6,8	5,6	6,5	7,1	6,4	3,5	6,8	7,2	6,4	7,9	8,1	6
0,0135	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013	0,013
E_T (mm/dia)	2,1	1,8	2,1	2,4	2,1	1,2	2,2	2,2	2	2,5	2,5	1,7
E_T (mm/mes)	65,8	51,5	65,6	71,8	63,8	34,8	68,8	68,9	60,7	76,5	76	54

	Ene	Febr	Marz	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agos	Sept	Oct	Nov	Dic
R_0 (Mj/m²/dia)	39,5	39,3	37,8	34,6	31,1	29,1	29,8	32,8	36,3	38,5	39,3	39,4
R_0 (mm/dia)	16,1	16,0	15,4	14,1	12,6	11,8	12,1	13,3	14,8	15,	16	16,1
K_T	0,162	0,162	0,162	0,162	0,162	0,162	0,162	0,162	0,162	0,162	0,162	0,162
t_{max} (°C)	8,9	9,4	10,6	12,8	11,4	4,1	12,1	11,1	8,9	11,9	11,9	6,2
t_{min} (°C)	2,1	4,7	3,7	3,1	1,6	0,6	0,1	-0,2	1,7	2,2	2,1	0,8
$(t_{\text{max}} - t_{\text{min}})^{0,5}$	2,6	2,2	2,6	3,1	3,1	1,8	3,4	3,3	2,6	3,1	3,1	2,3
R_s (mm/dia)	6,8	5,6	6,5	7,1	6,4	3,6	6,8	7,3	6,4	7,9	8,1	6

Tabla 4-6. Cálculo de la ETP diaria. En sombreado la ETP mensual.

Para calcular la ETR se utiliza la evapotranspiración potencial (ETP), la pluviometría y la reserva útil del suelo. Este último parámetro es el volumen de agua que puede retener un terreno por unidad de superficie y hasta la

profundidad en que el fenómeno de capilaridad es posible (Montaner y Sánchez-Almohalla, 1988). Para el presente trabajo se ha considerado una reserva útil de 25 mm.

En acuíferos carbonatados la escorrentía se considera próxima a cero y, por tanto, la lluvia útil se infiltra casi en su totalidad. Así, se puede decir que la recarga es prácticamente equivalente a la lluvia útil. El carácter endorreico de la zona de estudio es un hecho que también apoya esta consideración.

A partir del registro de precipitaciones de la estación meteorológica del área de estudio se ha estimado la tasa de recarga mediante el balance de Thornthwaite. Se ha considerado la precipitación mensual media del período comprendido entre los años 2000 y 2011. Los resultados obtenidos aparecen en la tabla 4-7.

	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	TOT
P(mm)	119	115	161	135	134	175	88	48	16	25	22	55	1097
ETP(mm)	76,5	76	53,8	65,7	51,4	65,5	71,7	63,7	34,8	68,7	68,8	60,7	757,9
Variación reserva	25	0	0	0	0	0	0	15,27	9,73	0	0	0	
Reserva utilizable	25	25	25	25	25	25	25	9,73	0	0	0	0	
ETR (mm)	76,5	76	53,8	65,7	51,4	65,5	71,7	63,7	25,9	25,6	22,4	55,4	654,1
Exd. (mm)	17,7	39,4	107,6	69,2	82,9	109,9	16,2	0	0	0	0	0	443
Déf.	0	0	0	0	0	0	0	0	8,87	43,16	46,47	5,3	

Tabla 4-7. Balance hídrico de Thornthwaite. En sombreado el valor de lluvia útil.

La lluvia útil estimada es de 443 mm, lo que supone un 40% de la precipitación anual. Esto equivale a una tasa de recarga de 40%.

El valor así obtenido difiere un poco de aquel estimado mediante el método APLIS original adaptado (48%). Por tanto es posible concluir que dicho método es susceptible de producir una sobreestimación de cálculo para las condiciones consideradas.

5 ESTIMACIÓN DE LA PERMEABILIDAD MEDIANTE KRIGEAGE

5.1 Recopilación y procesamiento de información

El estudio se inició llevando a cabo una recopilación/revisión de los datos de conductividad hidráulica existentes de la región. La empresa MWH Perú SA me facilitó abundante información al respecto, la cual procede de las múltiples campañas de muestreo realizadas por distintas compañías.

La información fue extraída por tanto de informes de perforaciones en las cuales se habían realizado ensayos de permeabilidad a distintas profundidades. De esta forma se pudo determinar la variación de la misma en distintos sondeos.

En las campañas de muestreo mencionadas, la conductividad hidráulica fue calculada mediante ensayos tipo Packer Test y Pumping Test, analizados mediante los métodos de Cedergren 1989 y Pickens et al. 1987. A continuación se muestra la relación de las Compañías cuyos trabajos fueron consultados:

- Golder, 2009;
- GWI, Nov. 2005;
- Golder 1999;
- Golder - Marzo 2003;
- Geotecnica – 2004;
- Golder - Octubre 2002 - Doc 09;
- Golder - Mayo 2010;
- GWI - Noviembre 2005 - Doc.21;
- Golder - Diciembre 1999 - Doc.06;
- Itasca - Diciembre 2003 - Doc 23;
- Schlumberger - Marzo 2011;
- GWI - Mayo 2006;
- WMC, 2008 Doc. 30;
- Schlumberger, Febrero 2010;

En total, se consiguieron datos de permeabilidad de 48 perforaciones. El siguiente paso consistió en localizar geográficamente cada una de ellas introduciendo sus coordenadas en un SIG. El objetivo era analizar la distribución espacial del conjunto, para determinar el grado de dispersión de los sondeos y descartar aquellos inservibles. La situación espacial del conjunto se muestra en la figura 5-1.

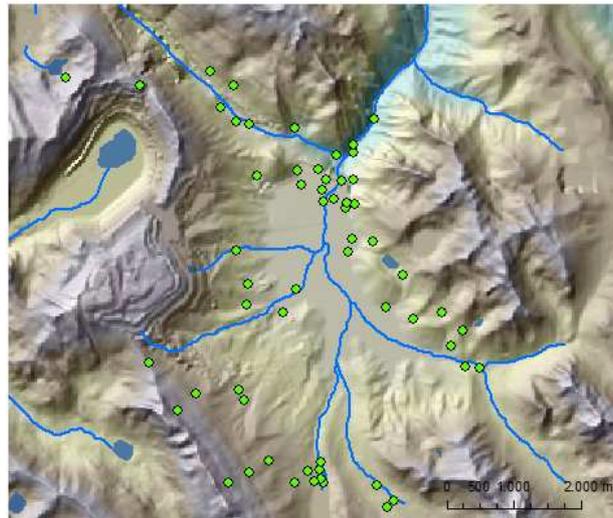


Figura 5-1. Localización de los sondeos.

Analizando los informes de perforación se observó que las perforaciones atraviesan fundamentalmente cuatro tipos de materiales (ver figuras 5-2 y 5-3 y tabla 5-1):

- los pertenecientes a la Formación Celendín;
- pertenecientes a la Formación Jumasha;
- materiales intrusivos;
- detríticos cuaternarios;

Al presentar cada material diferentes características geológicas, no es posible estudiar la permeabilidad considerando todos ellos de manera conjunta, por lo que se decidió hacer un estudio geoestadístico propio de cada Formación. No obstante, al ser escaso el número de datos disponibles de los materiales intrusivos y detríticos cuaternarios, el estudio tuvo que centrarse en aquellos de la la Fm. Celendín y la Fm. Jumasha.

A continuación se procedió a establecer la conductividad hidráulica representativa de cada sondeo. Esto se hizo calculando la conductividad hidráulica promedio de los tramos que atravesaban dichas Formaciones. Así se construyó la tabla 5-1, la cual contiene la información a introducir en el software geoestadístico.

Finalmente se dispuso de un total de 17 puntos con información para caracterizar la permeabilidad de la Formación Celendín, y de un total 16 puntos para la Formación Jumasha.

Sondeo	coordX	coordY	Materiales atravesados	K representativa del sondeo (m/s)
BHT03-01	277492	8944091	Fm. Celendin	6,70E-09
PT6A	279438	8942339	Fm. Celendin	1,00E-06
BH-01	277852	8944246	Fm. Celendin	3,00E-07
BH-06	278300	8943752	Fm. Celendin	8,48E-07
BH-08	278046	8943263	Fm. Celendin	1,80E-07
BH-10	278870	8943184	Fm. Celendin	6,20E-08
BH-13	279019	8942680	Fm. Celendin	3,20E-07
BH-05	275205	8941956	Fm. Celendin	2,93E-06
BH-09	276010	8940780	Fm. Celendin	4,55E-06
BH-10	276308	8940958	Fm. Celendin	6,00E-06
RC-01	274515	8942432	Fm. Celendin	2,50E-07
MW99-104A	275815	8944103	Fm. Celendin	1,30E-05
BH-11	278461	8943081	Fm. Celendin	5,35E-08
BH-17	279194	8942904	Fm. Celendin	9,16E-08
DDH99-13	276694	8940623	Fm. Celendin	1,00E-07
DDH99-04	277107	8944856	Fm. Celendin	1,70E-05
HC-03-I	276003,3	8946019,5	Fm. Celendin/ Jumasha Sup	1,10E-05
BH-03	274939	8941704	Jumasha Superior	1,51E-06
BH-07	275698	8940613	Jumasha Superior	1,61E-06
RC-11	276324	8938486	Jumasha Superior	4,25E-08

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica.
Caso de los Andes centrales de Perú.

HC-01	275784,6	8946601,7	Jumasha Superior	2,20E-09
TFII-01	273888,52	8948270	Jumasha Superior	6,07E-05
TFII-02	273280,48	8948296	Jumasha Superior	1,30E-05
TFII-03	273276,43	8946715	Jumasha Superior	2,37E-07
TFII-04	274374,99	8946602	Jumasha Superior	1,43E-06
TFII-12	272005,74	8947128	Jumasha Superior	3,18E-06
TFII-13	275418,45	8946817	Jumasha Superior	1,24E-06
2B	275806	8946056	Jumasha Superior	3,10E-05
TW-2	277308	8945550	Jumasha Medio	4,00E-10
106A	277560	8945696	Jumasha Medio	2,36E-05
KC97-16	277563	8945580	Jumasha Medio	1,00E-06
HC-04	276687,5	8945952,8	Jumasha Medio	2,60E-09
HC-05-I	277873,2	8946095,2	Jumasha Medio	2,30E-05
GA-01	277437	8944749	Cuaternario Coluvial	8,57E-06
GA-13	276732	8945320	Cuaternario Coluvial	1,46E-06
KC97-2M	276124	8945236	Cuaternario Coluvial	2,00E-08
KC97-3M	277158	8945175	Cuaternario Coluvial	2,50E-08
DDH99-14	277121	8940624	Cuaternario Coluvial	7,53E-04
PP-1	279227	8942364	Cuaternario Coluvial	4,50E-07
KC97-08	277261	8944887	Cuaternario Coluvial	2,35E-06
KC97-15	276790	8945096	Cuaternario Coluvial	1,76E-06
KC97-22	277102	8945031	Cuaternario Coluvial	6,75E-07
KC97-23	277395	8945160	Cuaternario Coluvial	1,92E-06
BHT03-02	277544	8944294	Cuaternario Coluvial/Fm. Celendin	1,30E-07
RC-12	277930	8937125	Intrusivo: granito	2,00E-07
RC-13	278293	8938478	Intrusivo: granito	6,00E-09
KC97-19	277569	8945179	Intrusivo: granito	9,90E-07

Tabla 5-1. Permeabilidad representativa de cada sondeo y coordenadas geográficas.

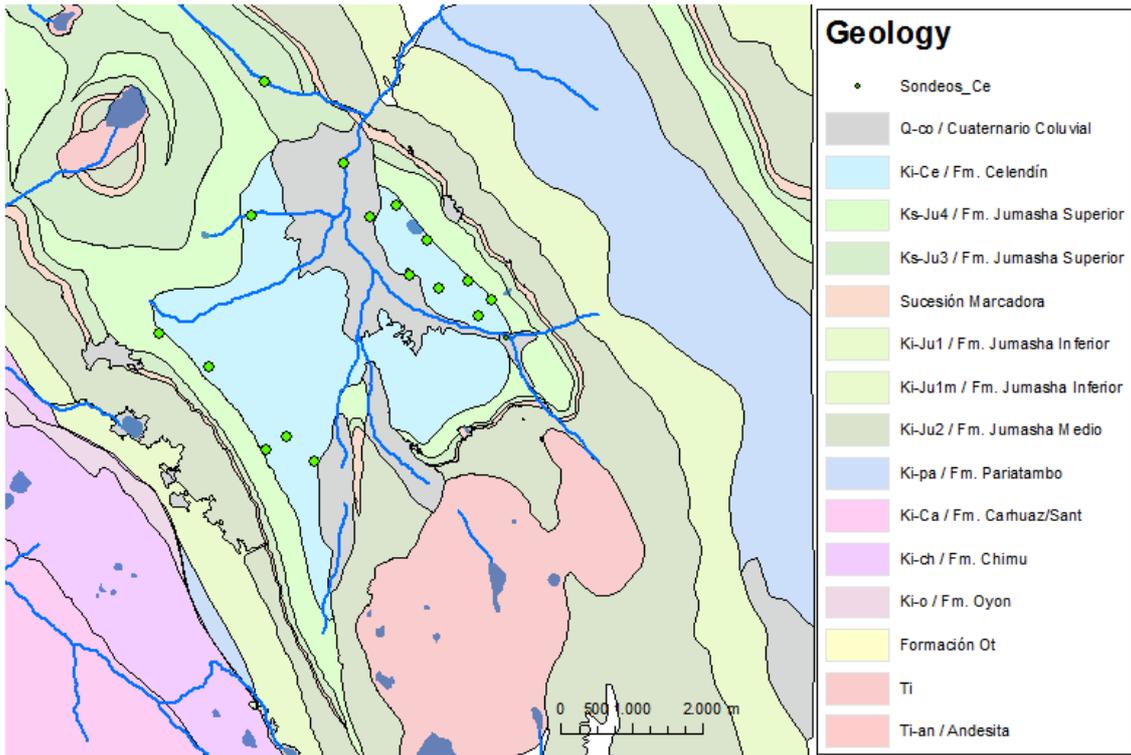


Figura 5-2. Localización de las perforaciones sobre la Fm. Celendín.

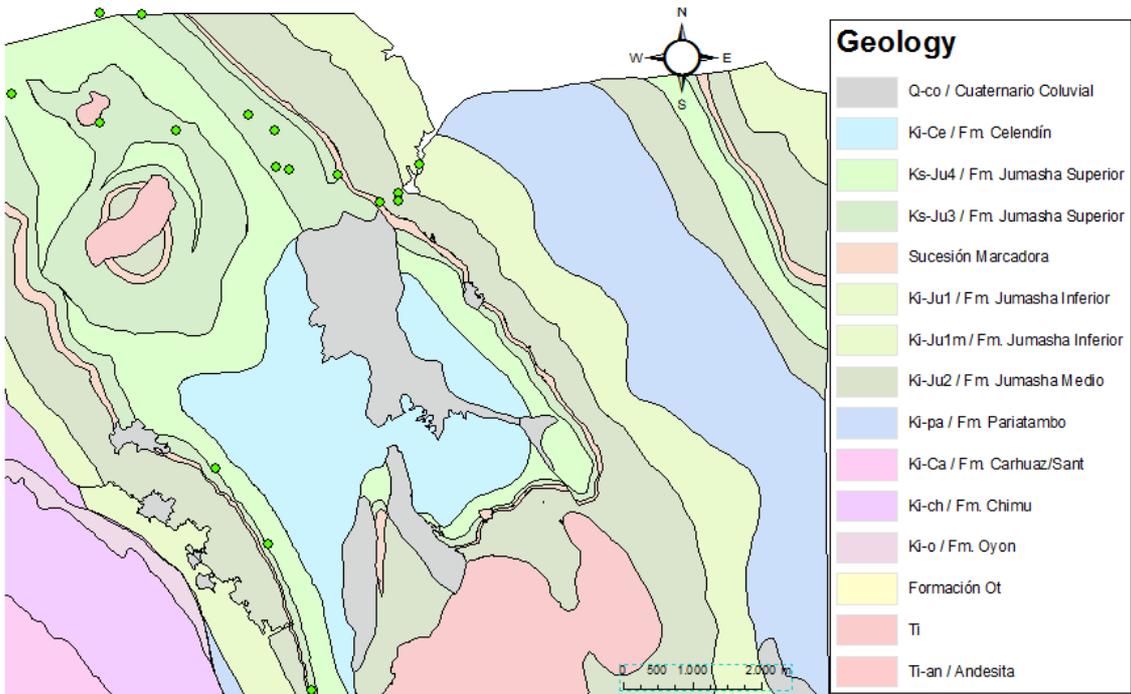


Figura 5-3. Localización de las perforaciones sobre la Fm. Jumasha.

5.2 Análisis geoestadístico

El estudio geoestadístico que a continuación se detalla fue realizado mediante el software GeoEAS, el cual comprende un conjunto de herramientas informáticas para el tratamiento de información espacial en 2D. Los mapas en 3D fueron construidos con Surfer.

En primer lugar, se trató de determinar las características estructurales de la Formación Celendín para realizar así la estimación espacial mediante Kriging. A continuación se hizo lo propio con la Formación Jumasha, para terminar realizando una estimación conjunta de ambas formaciones mediante un método no geoestadístico.

Conviene hacer notar que muchas de las estimaciones geoestadísticas se efectuaron mediante el Ln de los valores reales, por lo que las leyendas de los mapas muestran también los resultados de manera logarítmica. Si quiere conocerse el valor real debe deshacerse el logaritmo, tal como se muestra en el ejemplo:

$$\text{Ln}(X) = -7.6 \quad \text{entonces} \quad X = e^{-7.6} = 2.72 \cdot 10^{-6}$$

5.2.1 Análisis geoestadístico de la Formación Celendín

Se determinó el variograma de la variable (Figura 5-4). Como puede apreciarse, sus puntos aparecen dispersos sin seguir una tendencia clara, lo cual denota una falta de estructuración en la misma. Aunque en estos casos es difícil realizar un ajuste de la nube de puntos a un modelo, se optó por el modelo gaussiano para continuar con los cálculos.

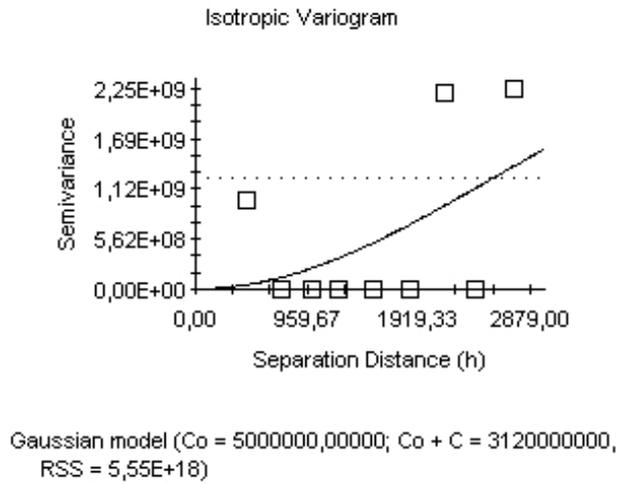
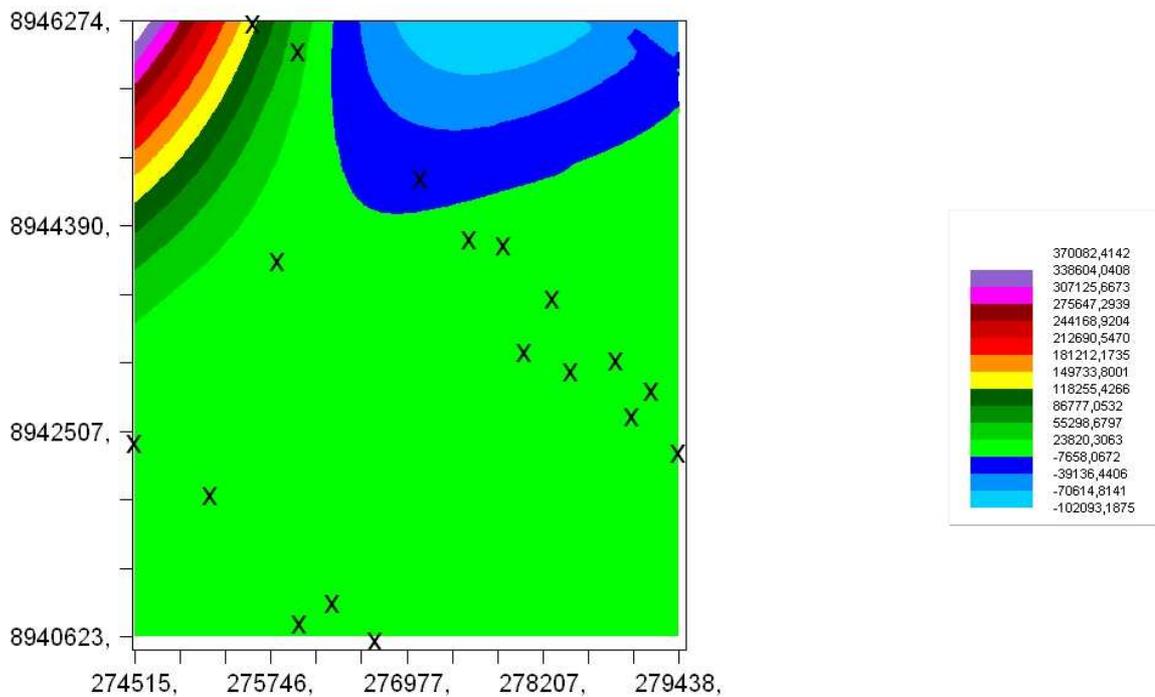


Figura 5-4. Variograma de la Fm. Celendín.

Una vez determinadas las características estructurales, se realizó el Krigage para determinar la distribución espacial de la conductividad hidráulica. Se obtuvo así el mapa de la figura 5-5, el cual muestra tal distribución. Estos primeros resultados son sin embargo poco relevantes a causa de los altos errores de estimación (ver mapa de desviaciones estándar).



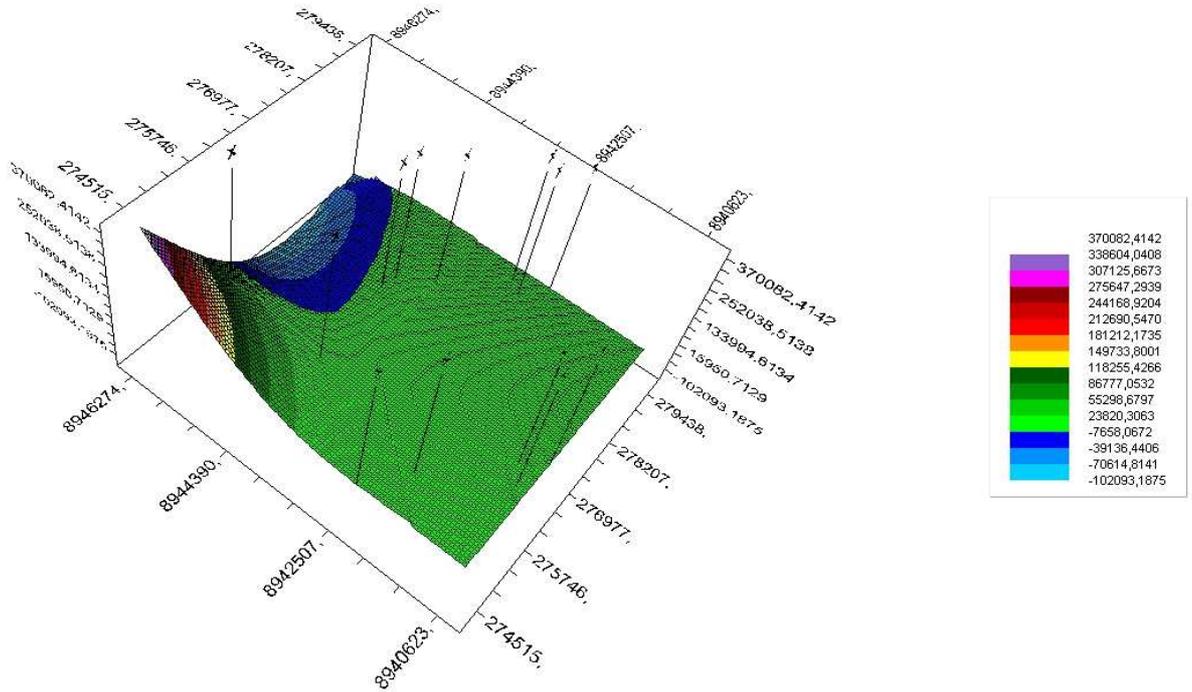


Figura 5-5. Krigage de datos de la Fm. Celendín 2D (arriba) y 3D (abajo).

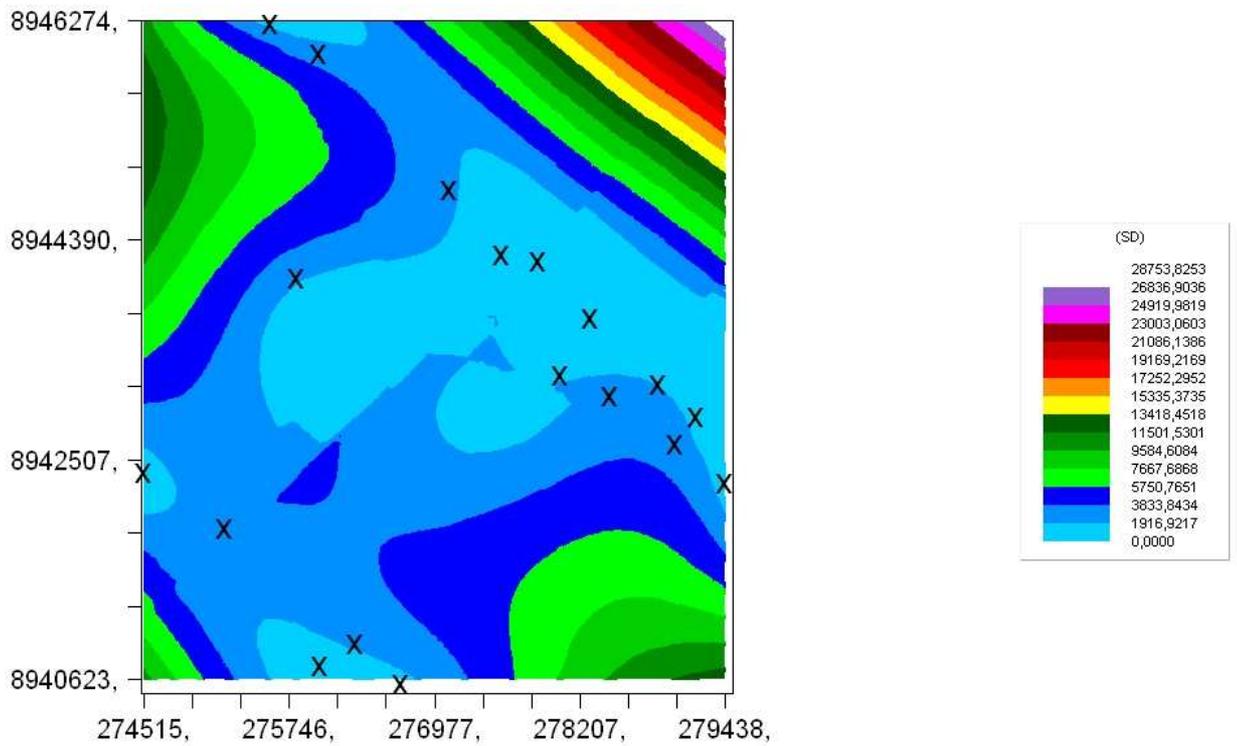


Figura 5-6. Mapa de desviaciones estándar.

Al tratarse de una población bimodal no gaussiana, se hizo una transformación logarítmica de los datos. Es decir, se construyó un nuevo variograma considerando el Ln de los mismos (ver figura 5-7.)

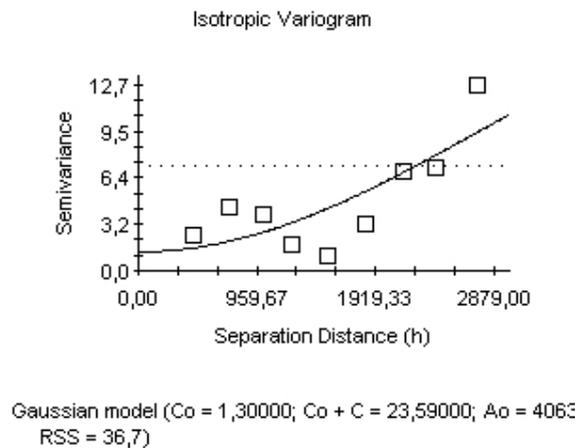


Figura 5-7. Variograma tras transformación logarítmica.

En este nuevo variograma los puntos se disponen siguiendo una tendencia más definida. De nuevo se opta por el modelo de ajuste gaussiano.

Se realizó el krigage de valores de Fm. Celendín transformada (Ln), en 2D y 3D (Figura 5-8). Pese a obtenerse valores completamente distintos a los estimados anteriormente, se observa un patrón de distribución similar al obtenido anteriormente. Al igual que en el caso anterior, se aprecian variaciones concéntricas.

Nótese además que el patrón de variación normal de K se interrumpe bruscamente hacia el sector central del área de estudio, según una línea recta de dirección NE- SW. En apartados posteriores se intentará dar explicación a este hecho.

De igual forma los errores de estimación son bastante elevados (Ver Figura 5-9), por lo que no es posible sacar conclusiones de los resultados del krigage. En dicha figura se aprecia que los altos errores de estimación son

debidos al escaso número de muestras y a su dispersión, ya que en las zonas en las que se encuentran agrupadas los errores son inferiores.

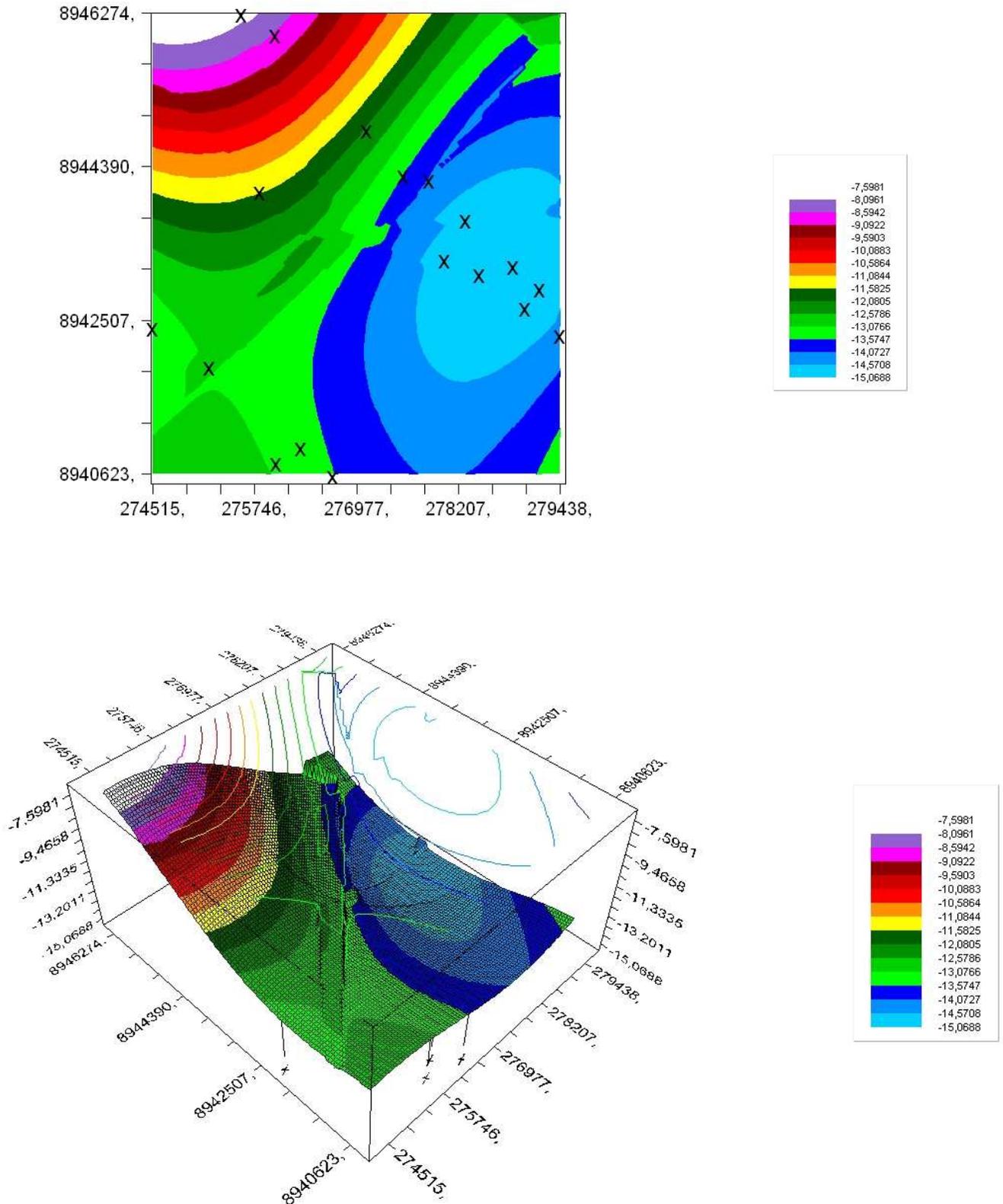


Figura 5-8. Krigeage permeabilidad Fm. Celendín transformada (\ln), 2D (arriba) y 3D (abajo).

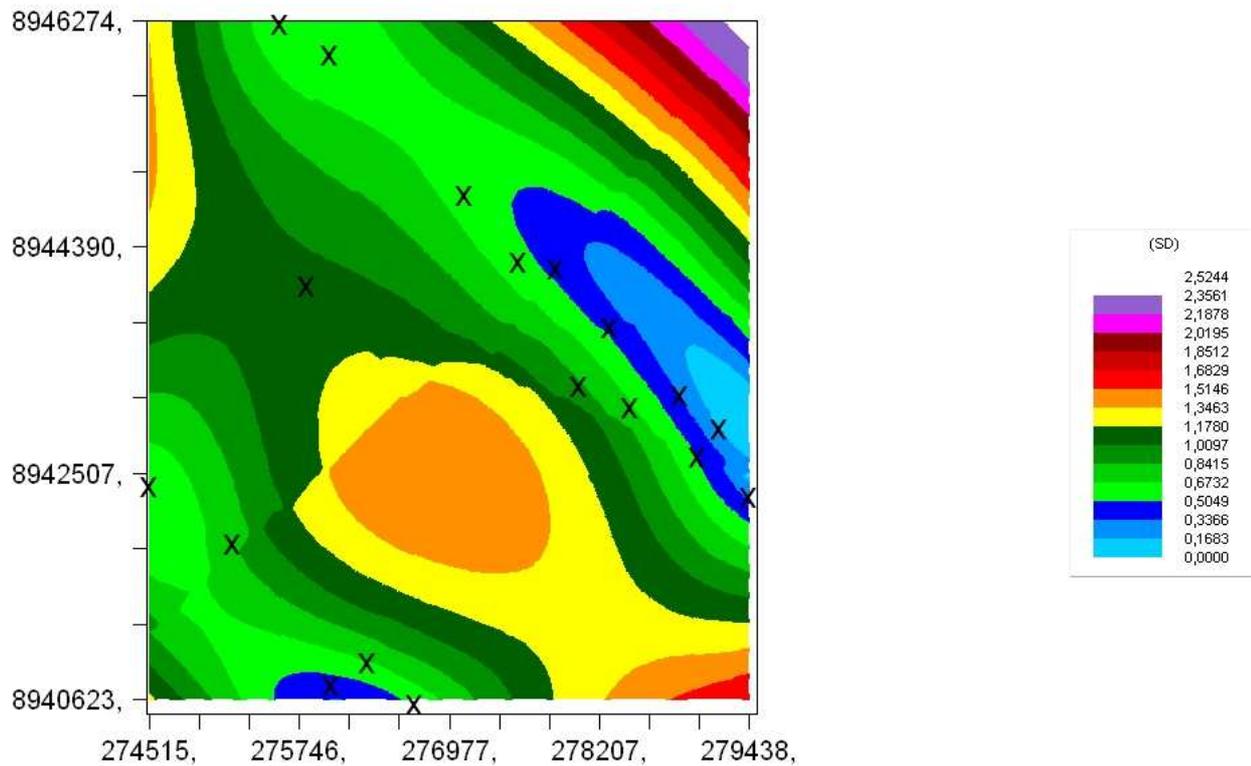


Figura 5-9. Desviaciones estándar.

Con el objetivo de contrastar los resultados obtenidos, se decidió emplear un método de cálculo no geoestadístico: el método del inverso de la distancia. Éste se basa en otorgar mayor peso a las muestras cercanas al centro de gravedad del conjunto y menor peso a las alejadas, al ser multiplicadas todas ellas por el inverso de la distancia que las separa de dicho centro de gravedad. Al ser un método no geoestadístico, hay que tener en cuenta que no es posible determinar errores de estimación.

La distribución de K estimada mediante este método aparece reflejada en la figura 5-10.

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica.
Caso de los Andes centrales de Perú.

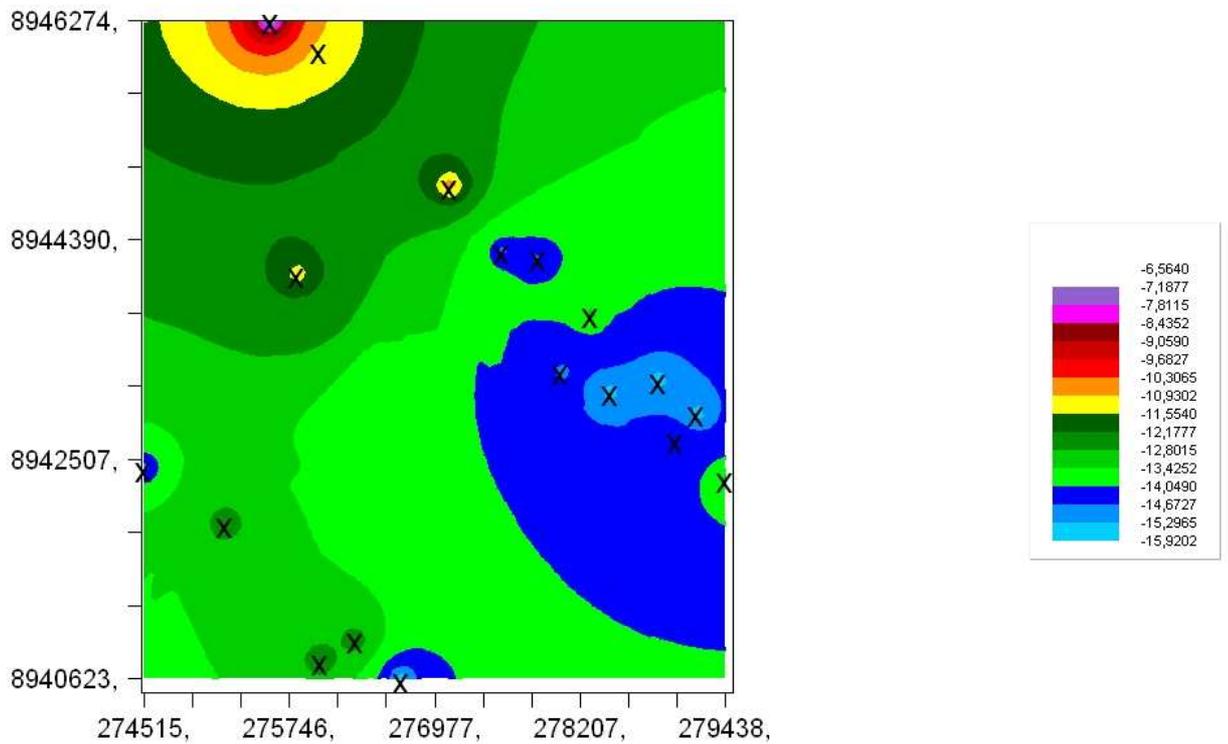
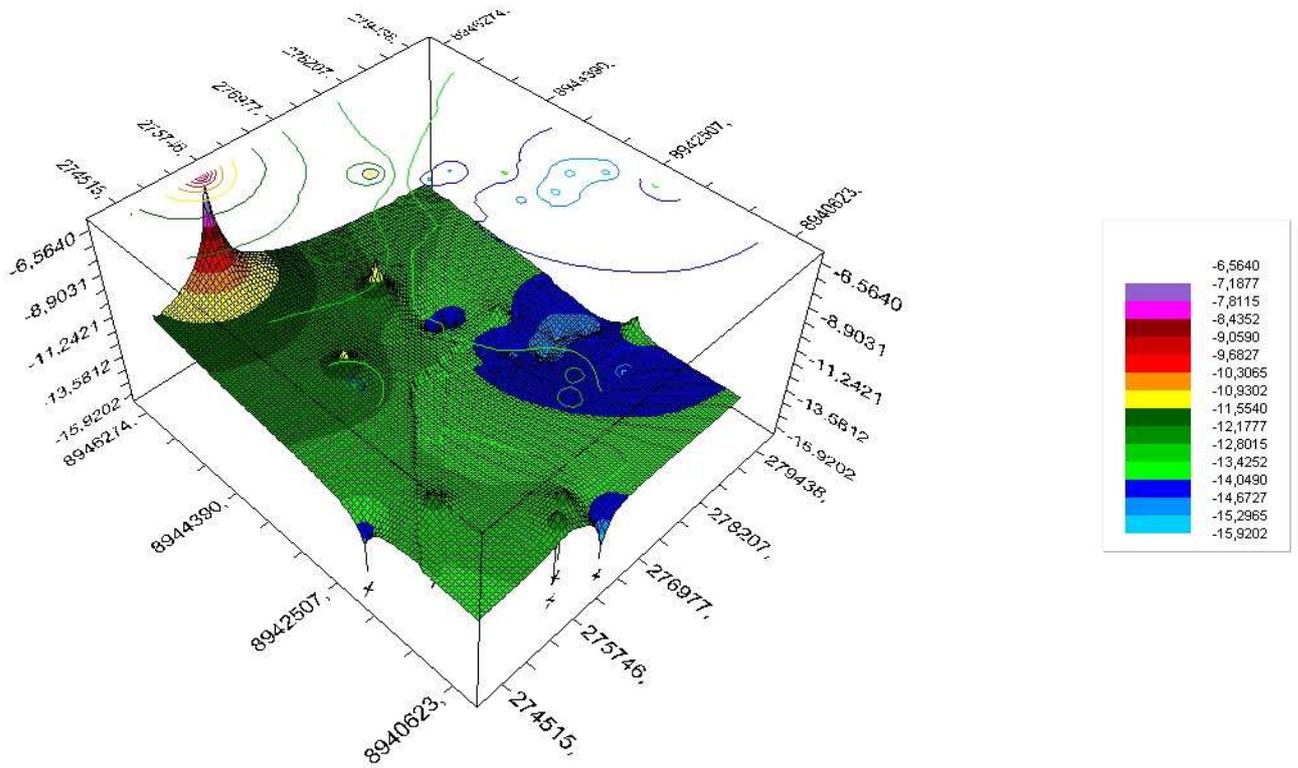


Figura 5-10. Distribución de la permeabilidad estimada mediante el método del inverso de la distancia en 3D (arriba) y 2D (abajo).

5.2.2 Análisis geoestadístico de la Formación Jumasha

Para la formación Jumasha se llevó a cabo la misma transformación logarítmica (Ln) de los valores. No obstante, el variograma correspondiente mostró un efecto pepita puro (Figura 5-11), lo cual indica que la variable no presenta estructura alguna en esta Formación. Este hecho imposibilita por tanto el desarrollo de un estudio de krigeage.

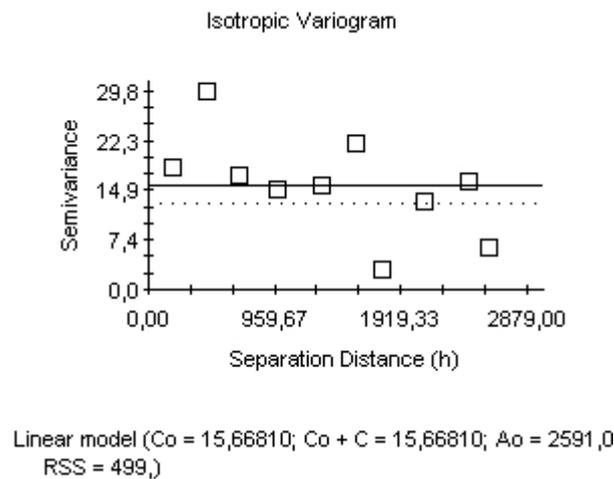


Figura 5-11. Variograma de permeabilidad Formación Jumasha.

Al no poder emplearse métodos geoestadísticos sobre esta Formación, se optó por aplicar de nuevo el método del Inverso de la Distancia (para el Ln de los valores de K): ver figura 5-12.

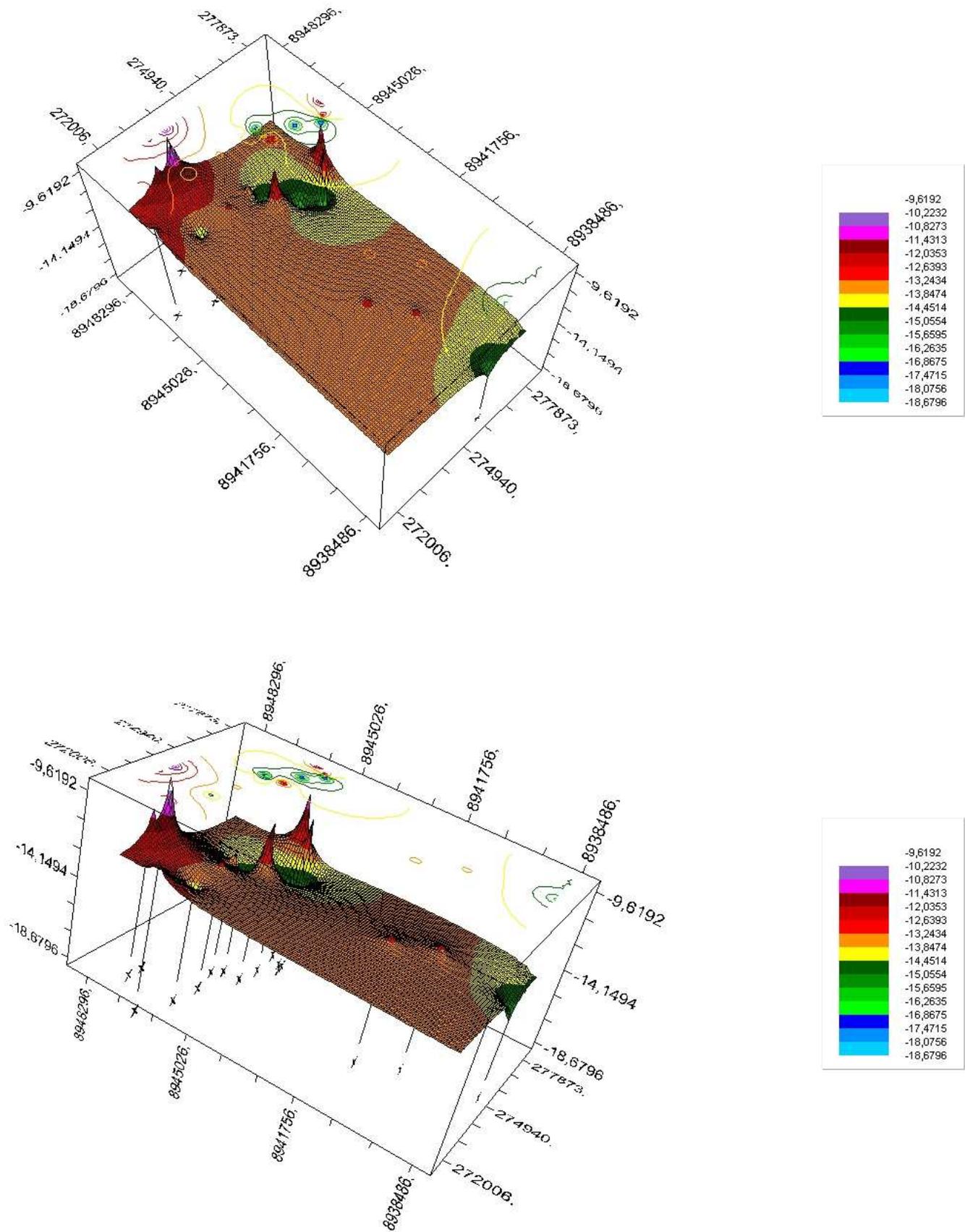
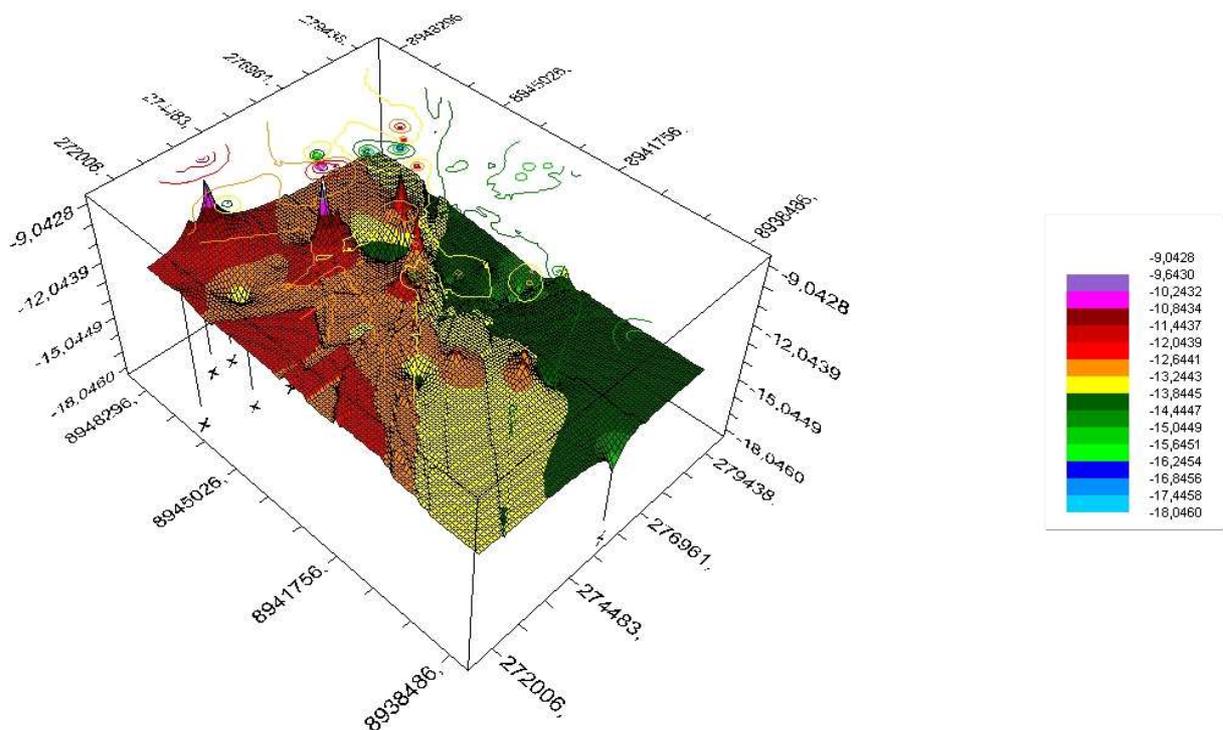


Figura 5-12. Distribución de la permeabilidad en la Formación Jumasha.

5.2.3 Análisis geoestadístico conjunto de la Fm. Celendín y la Fm. Jumasha

Se evaluó la estructura de la variable considerando de manera conjunta ambas Formaciones. A priori cabría esperar mejores resultados al contar con mayor número de datos, pero el variograma puso de manifiesto la falta de correlación entre ellos. Esto es sin duda debido a las diferentes características geológicas que presentan, por lo que una vez más no pudo utilizarse el método del Krigage. Se aplicó por tanto el método del Inverso de la Distancia (figura 5-14)



Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica.
Caso de los Andes centrales de Perú.

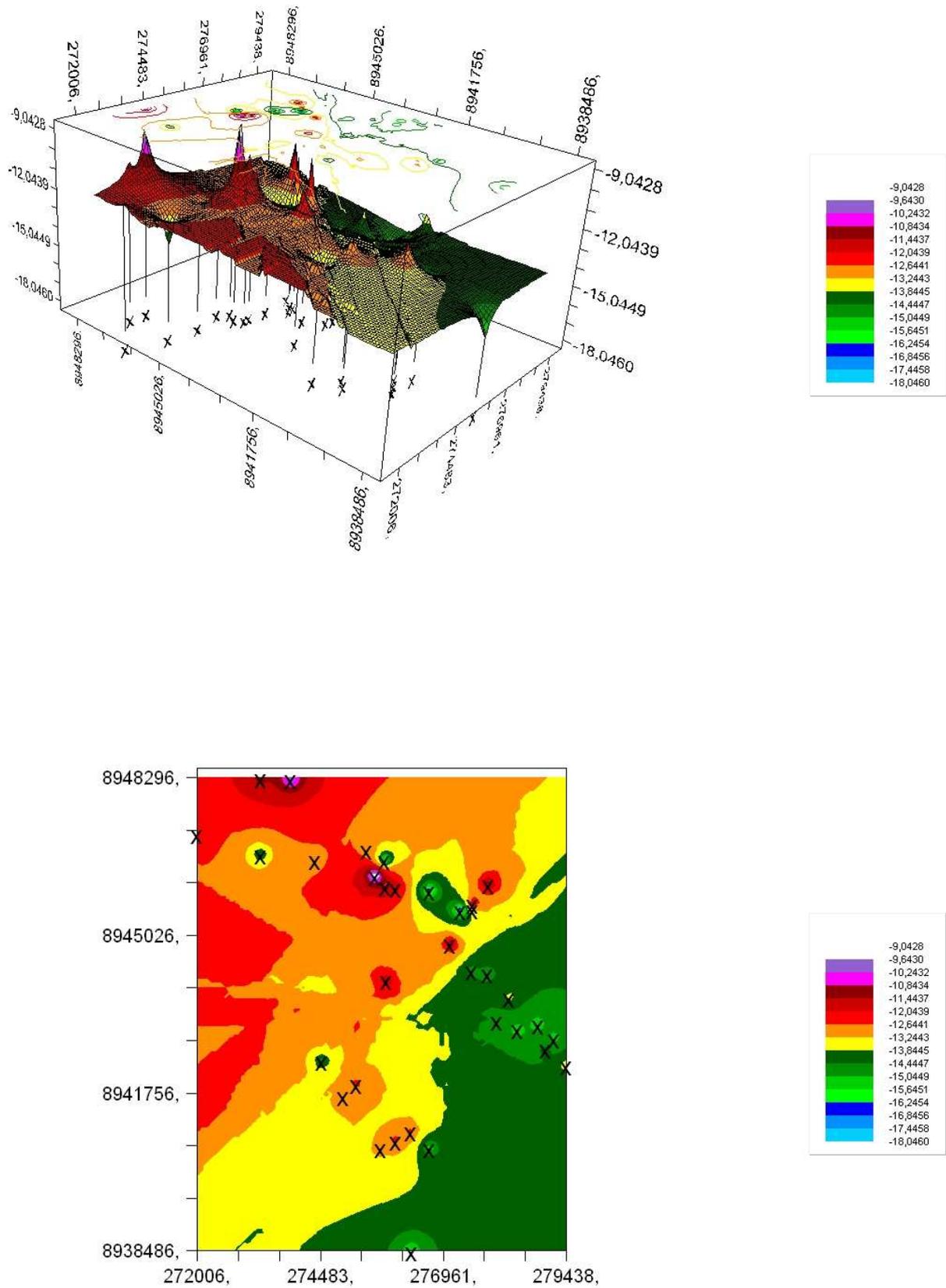


Figura 5-14. Mapas de estimación de permeabilidad. Fm. Celendín y Fm. Jumasha.

5.3 Discusión de resultados.

El presente estudio ha sido construido en base a las medidas puntuales de conductividad hidráulica realizadas en aquellos piezómetros existentes en la región. Aunque no es frecuente disponer de datos de un número tan elevado de piezómetros reunidos en una región kárstica, finalmente han resultado insuficientes para desarrollar un estudio geoestadístico satisfactorio. Los mapas generados mediante kriging son más o menos satisfactorios dependiendo de la densidad de muestreo, la escala de trabajo y fundamentalmente de la estructura espacial de la variable analizada. Si la disposición espacial de la variable es aleatoria, no se pueden elaborar mapas precisos a menos que se disponga de una gran cantidad de datos. No obstante, una ventaja de esta metodología es que puede incorporarse a los mapas nueva información muestral a medida que se vaya obteniendo, de manera que pueden actualizarse rápidamente.

El número de datos disponible ha posibilitado la realización de estimaciones espaciales de K mediante kriging. No obstante, los elevados errores de estimación hacen concluir que los resultados deben tratarse con cuidado, debiendo emplearse los mapas solo de manera orientativa, ya que en ningún caso muestran valores exactos. Algo parecido cabe decir de las estimaciones realizadas mediante el método del Inverso de la Distancia. Al tratarse de un método no geoestadístico no es posible acompañar los resultados del correspondiente margen de error, por lo que no es posible constatar la exactitud de los mismos. Tal comprobación podría realizarse comparando un determinado valor real con su equivalente estimado, pero no ha sido posible hacerlo en el presente trabajo.

No obstante, el estudio consigue mostrar la distribución y las tendencias de variación de la conductividad hidráulica en la zona de estudio, lo que sin duda constituye una valiosa herramienta de gestión del terreno y de los recursos hídricos.

La Formación Celendín presenta valores de conductividad hidráulica comprendidos entre $6,7 \text{ E-}09 \text{ m/s}$ y $1,10 \text{ E-}05 \text{ m/s}$, los cuales son propios de un material con buenas características acuíferas. No obstante existe una gran variabilidad de rangos: cuatro órdenes de magnitud en una distancia rectilínea de 5 kilómetros. Este hecho pone de manifiesto que aún siendo una Formación con marcado carácter arcilloso, existen diversos grados de karstificación. En esta Formación, aproximadamente un 65% del volumen total estudiado posee rangos de K comprendidos entre $6,1 \text{ E-}06 \text{ m/s}$ y $8,2 \text{ E-}07 \text{ m/s}$. Este volumen supone una extensión en superficie de $22,5 \text{ km}^2$. Asimismo las perforaciones situadas en el sector SW de la zona de estudio ponen de manifiesto que en este sector la permeabilidad desciende hasta valores comprendidos entre $8,2 \text{ E-}07$ y $2,2 \text{ E-}07 \text{ m/s}$. Este volumen genera en superficie un área de 4 km^2 . De igual forma en el sector NW de la zona de estudio se ha distinguido un área superficial de $1,6 \text{ km}^2$ caracterizada por rangos mayores de permeabilidad: $4,1 \text{ E-}04$ y $5 \text{ E-}06 \text{ m/s}$.

La Formación Jumasha registra valores comprendidos entre $1,30 \text{ E-}05 \text{ m/s}$ y $4,00 \text{ E-}10 \text{ m/s}$. La conductividad hidráulica media de esta Formación es mayor que la de la Formación anterior (ver Tabla 5-1), debido a que no contiene materiales arcillosos.

En este caso los sondeos tienen una mayor dispersión que aquellos realizados sobre la Fm. Celendín (Figura 5-3), razón por la cual los resultados del estudio son de peor calidad y más complicados de interpretar. No obstante es posible apreciar un comportamiento acuífero similar entre ambas Formaciones: la Formación Jumasha presenta una mayor permeabilidad en el tercio NW de la zona de estudio, donde se tiene un área de aproximadamente $2,5 \text{ km}^2$ con permeabilidades comprendidas entre $3,6 \text{ E-}05$ y $3,2 \text{ E-}06$. Por el contrario el tercio SE presenta las menores cifras: $9,7 \text{ E-}07 \text{ m/s}$ - $3,00 \text{ E-}07$. El área superficial caracterizada por estos valores posee una extensión aproximada de 3 km^2 . El resto del volumen estudiado, equivalente a un área superficial de $37,5 \text{ km}^2$, tiene valores intermedios de K: $1,36 \text{ E-}06 \text{ m/s}$.

La Formación Jumasha tiene además una porción en la que K decae bruscamente. En la zona de estudio aparece en el tercio NE (ver Figura 5-12). Esta variación puntual se debe al afloramiento de la denominada Sucesión Marcadora, la cual es de carácter calcáreo- margoso, presentando permeabilidades de hasta $4,00E-10$ (sondeo TW-2, Tabla 5-1).

Las perforaciones se disponen siguiendo una línea de dirección aproximada NW- SE, lo cual determina que las permeabilidades estimadas varíen siguiendo tal dirección. La razón de que los sondeos tengan esa distribución es que fueron construidos siguiendo la dirección estructural principal, con la finalidad de atravesar el mayor número de fracturas posibles y de esta forma conseguir una mayor productividad.

El análisis de los mapas de distribución de K obtenidos permite constatar que el control estructural de la zona juega un papel fundamental en ella. Tal como puede apreciarse en la Figura 3-5 (apartado Introducción, Geología Estructural), la zona de estudio se caracteriza por una mayor concentración de cabalgamientos en la mitad septentrional de la misma, reduciéndose considerablemente en la meridional. Este hecho determina que en la franja Norte se hayan desarrollado un mayor número de estructuras de discontinuidad favorables al flujo de agua subterránea, facilitando además el desarrollo de la karstificación. Por esta razón la permeabilidad es mayor en el sector NW, decreciendo progresivamente hacia el SE.

6 CONCLUSIONES

En el proyecto descrito en esta memoria se ha realizado, en primer lugar, una adaptación del método de estimación de recarga APLIS original a las condiciones físicas del área piloto, localizada en los Andes centrales de Perú. Dichas modificaciones se han realizado con la finalidad de posibilitar la aplicabilidad del método en regiones de características similares.

La modificación propuesta ha consistido en reclasificar la variable Altitud (A), de manera que se han obtenido diez nuevas clases que, en intervalos de 400 m, la agrupan y puntúan desde una cota de 1000 m (incluyendo inferiores) hasta una cota de 4200 m (incluyendo superiores). De igual forma que en el método APLIS original, se ha puntuado con valores del 1 al 10, asignando el 1 a las menores cotas y el 10 a las mayores.

Una vez realizado este ajuste en la variable Altitud se ha aplicado el método al área de estudio con la finalidad de determinar el valor de su tasa de recarga, y la distribución espacial de la misma. Así se ha estimado una tasa media del 48.5 %, lo que corresponde a una tasa de recarga Moderada. Un 35,5% de la superficie estudiada presenta tasas de recarga de clase Baja. Esta clase aparece representada en la zona central de la cuenca, coincidiendo con los materiales margosos de la Formación Celendín. La clase de recarga Moderada ocupa una extensión del 16 % del total. Aparece en la parte central de la cuenca, allí donde afloran las calizas fisuradas y karstificadas del Jumasha medio, y donde existen además determinadas concentraciones de estructuras de infiltración preferencial. Las mayores tasas de recarga, equivalentes a la clase Alta, se presentan en la periferia de la zona de estudio, donde los materiales carbonatados de la Formación Jumasha dibujan las mayores pendientes y presentan un mayor desarrollo de karstificación.

La tasa de recarga estimada mediante el método del balance hídrico del suelo de Thornwaite es del orden del 40,5 %. Siendo éste un valor más próximo a aquellos que suelen presentar los acuíferos de características

similares, se concluye que el método APLIS adaptado genera una sobreestimación del valor real.

A partir de los valores de conductividad hidráulica medidos en un total de 33 perforaciones, se ha modelado la distribución espacial de la misma en los materiales de la Formación Celendín y la Formación Jumasha. Se empleó para ello la técnica del Krigeage, previo análisis geoestadístico de los datos.

La Formación Celendín presenta valores de permeabilidad comprendidos entre $6,7 \text{ E-}09 \text{ m/s}$ y $1,10 \text{ E-}05 \text{ m/s}$, los cuales son propios de un material con buenas características acuíferas. La Formación Jumasha presenta valores mayores, comprendidos entre $1,30 \text{ E-}05 \text{ m/s}$ y $4,00 \text{ E-}10 \text{ m/s}$. En ambas Formaciones la conductividad hidráulica varía siguiendo un patrón común: se registran los mayores valores en el sector NW, disminuyendo en dirección SE, encontrando en este sector los valores inferiores. En vista de dicho comportamiento, se concluye que la razón de tal distribución estriba en el control estructural de la región.

Se ha empleado además el método del Inverso de la Distancia para determinar la distribución espacial de la conductividad hidráulica, con la finalidad de contrastar los resultados obtenidos mediante Krigeage. Los resultados así obtenidos permiten extraer las mismas conclusiones comentadas con anterioridad.

La aplicación de métodos geoestadísticos ha resultado por tanto satisfactoria para obtener una visión del patrón de distribución de la conductividad hidráulica en la zona de estudio. No obstante se han obtenido unos errores de estimación demasiado elevados, por lo que se recomienda no emplear los mapas generados para caracterizarla cuantitativamente. Estudios de mejor calidad requieren de un mayor número de puntos de muestreo, con una distribución más homogénea.

7 BIBLIOGRAFIA

Durán, J.J, López-Geta, J.A, Andreo, B, Carrasco, F, Jiménez, P. 2003. Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonatados: aplicación a la Cordillera Bética. Boletín Geológico y Minero.

Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J.A., Carrasco, F., Durán, J.J. y Jiménez, P. 2004. Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonatados. Boletín Geológico y Minero, 115 (2), 177- 186.

Andreo, B., Vías, J.M., Mejías, M., Ballesteros, B.J. y Marín, A.I. 2007. Estimación de la recarga mediante el método APLIS en el acuífero jurásico de El Maestrazgo, (Castellón, NE España). III International Symposium on Technology of Seawater Intrusion into Coastal Aquifers, II International Symposium on Coastal Aquifers and Desalination Plants. Almería, 1, 893 - 902.

Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Eng. in Agric.*, 1(2): 96-99.

Samani , Z. (2000).- Estimating Solar Radiation and Evapotranspiration Using Minimum Climatological Data . *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 126, No. 4, pp. 265-267

Allen, R.G.; L. S. Pereira y D. Raes (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56

Sánchez- Almohalla, E. (1988). Aproximación, por el método de Thornthwaite, al cálculo de infiltración de lluvia útil. *Papeles de geografía*, N° 14, 1988.

Cedergren, H.R. (1989). Seepage, drainage, and flow nets. Book (ISBN 0471611786).

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica. Caso de los Andes centrales de Perú.

Alfaro Sironvalle, M.A. (2007). Estimación de recursos mineros. Dpto. de Ingeniería en Minas, USACH.

Castro, A.F. (1987). Aplicación de las FAI-K a la estimación de variables geológicas: estudio de un yacimiento de carbón. Tesis de licenciatura. Universidad de Granada.

Matheron, G. (1969). Curso de Geoestadística. Centro de Geoestadística de la escuela de minas de París.

Freeze, R. A.y J. A. Cherry (1979).- Groundwater. Prentice-Hall, 604 pp.

Aplicación de metodologías para la estimación espacial de recarga y conductividad hidráulica.
Caso de los Andes centrales de Perú.