Aplicación de una metodología de análisis, predicción y modelización de las direcciones principales de drenaje en el karst de Sorbas (Almería)

Analysis, prediction and modelization method applied to the main drainage directions in the Sorbas' karst (Almería, Spain)

Paredes C.(*); Eraso A.(**); Chacón E. (*)

(*)Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos. (**)Departamento de Ingeniería Geológica. Cátedra de Hidrogeología. <u>Grupo de Trabajo sobre el Cambio Global.</u> Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. Universidad Polítécnica de Madrid.

Abstract

For a good knowledge of the geological systems evolution, a very detailed study of all the data which are provided to us by geology is necessary and even thus, with the great quantity of them we usually have on hand, its interpretation is not easy at all. In this work, we propose a method -which has been widely verified- of the study and use of the microtectonic data gathered in the field (directions, dips, etc,...), for analysis and quantification of the directional anisotropy in fissured massifs. Afterwards, a simple technique has been developed in order to simulate a possible drainage network based on the data of the former analysis, which can be used to make the predictibility of the method better, as well as for the numerical modelization of the flow problems and pollution of the underground aquiphers.

Key words: Directional anisotropy, self-similarity, gypsum karst, numerical modelization.

Resumen

Para el correcto conocimiento de la evolución de los sistemas geológicos se hace preciso un estudio francamente detallado de todos los datos que nos pone a nuestro alcance la geología y aún así, con la gran cantidad con la que generalmente se suele disponer, su interpretación no es un trabaio fácil. En este trabajo se propone una metodología, que ha sido ampliamente validada, de estudio y utilización de los datos de la microtectónica tomados en campo (rumbos, buzamientos,...), para el análisis y cuantificación de la anisotropía direccional en macizos fisurados. Posteriormente se ha desarrollado una técnica sencilla para simular una posible red de drenaje en base a los datos del análisis anterior, que puede ser utilizada para mejorar la predictibilidad

del método, así como para la modelización numérica de problemas de flujo y contaminación en acuíferos subterráneos.

Palabras clave: Anisotropía direccional, auto-similitud, karsten yeso, modelización numérica.

INTRODUCCION

La organización del drenaje en los acuíferos kársticos es muy diferente de la de los acuíferos clásicos. En el Karst la permeabilidad se establece gracias a la interconexión de fisuras, y la circulación del agua a su través provoca la disolución de la roca. Esta última circunstancia los hace cualitativamente diferentes. En el Karst, la disolución motivada por la circulación del agua amplía los huecos o fisuras interconectadas, disminuyendo por consiguiente su pérdida de carga. En consecuencia, su gradiente hidráulico aumenta, incrementándose con ello la circulación, y por consiguiente la disolución y así sucesivamente. Mediante un efecto de feed-back, solamente las fisuras que están sometidas a una mayor circulación de agua son las que se amplian, en detrimento de las otras. El resultado es el establecimiento de una red tridimensional de conductos, responsable tanto de las altas transmisividades como del carácter direccional y discreto de los acuiteros kársticos.

El método que se presenta, tras varias décadas de observación y 9 años de contraste y comprobación, representa un avance en el conocimiento del Karst, y que ha evolucionado hacia las direcciones tales como la adaptación de una técnica de simulación de la posible red de drenaje que se establece durante la karsitificación. Esta técnica se apoya en tres hipótesis de trabajo la primera cualitátiva, la segunda semicualitativa y la tercera cuantitativa:

1.- Existe una preparación tectónica del Karst que prefigura la disposición de la red tridimensional de conductos de drenaje en función de su historia geológica.

2.- La disposición geomorfológica de tales conductos de drenaje posee cierto grado de invariancia respecto al cambio de escala, lo que implica que se este trabajando dentro de un grupo de estructuras autosemejantes, permitiendo extrapolar e interpolar aplicando ciertas reglas de homotecnia espacial.

3.- Las direcciones más probables de drenaje se organizan dentro de los planos que contienen a las componentes máxima (σ1) e intermedia (σ2) de cada elipsoide de esfuerzos.

El análisis microtectónico nos resuelve el problema sin más que inventariar las conjunciones de los tectoglifos capaces de definirnos los elipsoides buscados. Dichas conjunciones son principalmente:

- Estilolito / Vena
- Estilolito / Falla
- Vena / Falla
- Fallas conjugadas

Aplicando la proyección estereográfica se resolverá en la red de Wulff para cada elipsoide en cuestión. El plano de drenaje vendrá definido sin más que aplicar la tercera hipótesis de trabajo. En la práctica interesa trabajar con el mayor número posible de conjunciones, para poder definir el grado de probabilidad de cada una de las modas que aparezcan. Para su representación se aplicará la proyección estereográfica pero sobre la red de Schimidt. El resultado es una polimodal en tres dimensiones con el porcentaje de probabilidad cuantificado para cada una de las modas. que indican las direcciones principales del drenaje subterráneo. Dicho resultado es válido para las predicciones, así como dato para la realización de la simulación de la red de drenaie.

PLANTEAMIENTO GENERAL

En la abundante literatura existente sobre el tema, aparece con cierta frecuencia la afirmación de que las direcciones principales de los conductos, o la orientación de las cavernas, son concordantes con los sistemas de diaclasas visibles desde el exterior. Sin embargo, se ha podido contrastar que la realidad no concuerda con dicha afirmación, por la sencilla razón de que es falsa. Eso, sin embargo, no quiere decir que jamás tenga lugar la coincidencia de resultados, los cuales se dan, siempre según las observaciones realizadas, cuando la red de conductos del karst se halle establecida con carácter cortical, es decir, cerca de la superficie. Dicha coincidencia deja de existir, salvo con carácter puramente casual, cuando las redes tridimensionales de conductos kársticos se establecen a gran profundidad.

Los aculferos kársticos se diferencian de los demás, en primer lugar, porque en aquellos la permeabilidad se establece gracias a la interconexión de las fisuras, como en los cristalinos, en lugar de por la porosidad intergranular, pero la caracterís-

tica más peculiar es que en ellos se da un proceso de disolución, circunstancia que los hace cualitativamente diferentes. Esta disolución, motivada por la circulación del agua, amplía los huecos y/o fisuras interconectadas, disminuyendo por consiguiente su pérdida hidráulica. En consecuencia su gradiente hidráulico aumenta, incrementándose con ello la retroalimentación positiva solamente algunas fisuras privilegiadas son las que se amplían por disolución, convirtiéndose en la red de conductos tridimensional responsable tanto de las altas transmisividades como del carácter direccional y discreto de los acuíferos kársticos. Cuando por condicionantes ajenos al sistema, los gradientes hidráulicos generadores del karst disminuyan de manera notable, el sistema evoluciona al paleokarst, que se caracteriza por una tendencia general a la colmatación de los conductos.

El análisis geológico estructural

Existen por sus características dos tipos de esfuerzos, el normal o directo, que está representado por la letra griega sigma (o) y el de cizalla que se identifica por la letra griega tau (1), el esfuerzo normal puede ser tanto de tracción como de compresión, en tanto que el de cizalla puede ser dextral o senestral. Si se considera que el esfuerzo actúa sobre un elemento cúbico unitario orientado según los tres ejes cartesianos, se tiene que queda determinado por nueve componentes que actúan tres de ellas constitutivas del esfuerzo normal (σ1, σ2, σ3) y las seis (τ12, τ13, τ21, τ23, τ31, τ32) restantes ortogonales a cada esfuerzo normal sobre cada cara. La acción de los esfuerzos causada por cualquier alteración del estado tensional en la corteza terrestre se traduce en reacciones de diversa Indole de la que resultan deformaciones concretas, algunas de ellas observables en campo. Las ecuaciones que describen la transformación general de la deformación homogénea en tres dimensiones definen un tensor asimétrico de segundo orden, que puede separarse en una parte irrotacional y otra rotacional, ya que tres de sus componentes (asimilables al esfuerzo normal) pueden ser consideradas como deformaciones longitudinales paralelas a un eje y perpendicular a los otros dos. Ambas partes, rotacional e irrotacional, vienen definidas por sendas matrices, antisimétrica y simétrica respectivamente, cuyo conjunto define el tensor de deformación.

En definitiva, el problema general de relacionar la naturaleza de la deformación con el estado tensional existente en un macizo dado, se remite a relacionar ambos tensores. En la mayoría de los casos dicha resolución es difícil, ya que en la naturaleza la situación es bastante compleja. Si el material a deformarse fuera isótropo y homogéneo, las direcciones de los ejes principales de deformación coincidirian con las de los esfuerzos principales. Si los materiales son anisótropos y heterogéneos, como ocurre en la mayoría de los casos, es difícil encontrar relaciones de transformación entre ambos tensores, y el análisis matemático se hace extremadamente complejo, debiendo recurrir a casos particulares que favorezcan una aproximación al problema.

En cualquiera de los casos, resulta muy intuitivo y aclaratorio en cuanto al sentido físico, que el tensor de esfuerzos es el resultado de la suma de tres componentes: esfuerzo hidrostático, esfuerzo desviatorio, y componente de desequilibrio. Y a su vez, el tensor de deformación está constituido por tres diferentes efectos: dilatación, distorsión y rotación rígida. En

el análisis geológico estructural, la transformación esfuerzo-deformación se aplica sobre una esfera de radio unidad, resultando esta última transformada en un elipsoide de deformación interna que vienen definido por sus tres componentes, or mayor, og intermedio y os menor, ortogonales entre sí, y el objetivo correspondiente perseguido por la metodología a aplicar es conocer la orientación y la disposición en el espacio, ya que su cuantificación no es posible, para cada uno de los tres componentes. De gran ayuda en el conocimiento del elipsoide resulta el conocimiento de pliegues y fallas, puesto que en ellas pueden conocerse los ejes principales que definen tanto los má-



Figura 1. Diagramas de Rickard. RAGAN (1980)



Figura 2. Diagramas de Rickard. RAGAN (1980)





ximos acortamientos como alargamientos en las capas observadas. Toda la diversidad de pliegues existentes se pueden definir con la ayuda de tan solo tres parámetros, buzamiento, inmersión y cabeceo, cuya cuantificación y clasificación viene gráficamente expresada en el ingenioso diagrama triangular de Rickard (figura 1). Toda la variedad de fallas existentes se define a su vez mediante otros tres parámetros, el buzamiento, cabeceo y salto o desplazamiento, cuya clasificación y cuantificación, se ve en el diagrama también de Rickard (figura 2). Cuando de fallas conjugadas se trata, podemos conocer fácilmente la posición en el espacio de los tres componentes que definen el elipsoide (figura 3).

Tectoglifos y definición de los elipsoides

Visto cómo a escala mesoestructural se definen los elipsoides, conviene señalar que a la escala de las microestructuras estas posibilidades aumentan considerablemente. Entre los tectoglifos más significativos a pequeña escala están los estilolitos o juntas estilolíticas, las venas con ciertas mineralizaciones, y las estrías de fricción en los planos de falla (figura 4). Cada uno de ellos posee una significación genética muy concreta que los hace muy útiles al tratar de definir el elipsoide. Para el caso de los estilolitos, su forma en picos, visibles al abrir la junta, o como interpenetraciones al ver una sección, indica que la dirección de acortamiento se orienta de manera estadísticamente coincidente con la componente mayor del elipsoide o1. Las venas constituyen juntas de discontinuidad en la roca, donde las porciones de ambos lados se ha alejado entre sí. El alargamiento resultante, cuvo sentido físico es el de una tracción, se orienta de manera coincidente con la componente menor og del elipsoide, el plano de la vena es ortogonal a og. Combinando singenéticamente ambos mecanismos descritos, el proceso se explica mediante el principio de Riecke que afirma que "el material se disuelve en los lados que dan frente al esfuerzo compresivo principal y es redepositado sobre el lado que da frente al esfuerzo principal de tracción". Esto conlleva a que los planos de estilolitos y de venas sean sensiblemente ortogonales cuando se trate de la misma fase tectónica. Las estrias de falla indican que existe un desplazamiento definido por las estrías entre ambos lados del plano de falla como consecuencia de la existencia de determinados componentes de cizalla. En este caso el plano de falla forma cierto ángulo con la componente mayor del elipsoide. El valor de este ángulo, al que generalmente se le atribuyen 30°, depende en realidad del ángulo de rozamiento interno φ de la roca, a escala de macizo, según la relación: $\phi = 90^{\circ} - 2\alpha$.

La situación más favorable es cuando se presentan conjugados dos o más tectoglifos diferentes:



Figura 4. Tectoglifos más significativos (ARTHAUD y MATTAUER 1969)



Figuras 5 a 12. Combinaciones de tectoglifos ERASO (1985/86)

- Fallas conjugadas:

- El componente intermedio del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de falla.
- El componente mayor o₁ se sitúa en la bisectriz de la cuña que genera acortamientos.
- El componente menor σ₃ se sitúa en la bisectriz de la cuña que genera alargamientos.
- Los tres componentes del elipsoide (σ₁, σ₂, σ₃) son ortogonales entre sí, situación esta que se conserva en todos los casos.
 Falla / Vena:
- El componente intermedio σ₂ del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de tectoglifos.
- El componente mayor σ_1 se encuentra contenido en el plano de la vena en una dirección ortogonal a σ_2 .
- El componente menor σ₃ se sitúa en la dirección ortogonal al plano de la vena.
 Estilolito / Vena:
- El componente intermedio σ₂ del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de tectoglifos.
- El componente mayor σ_1 se encuentra contenido en el plano de la vena en una dirección ortogonal a σ_2 .
- El componente menor σ_3 se encuentra contenido en el plano del estilolito, siendo su dirección ortogonal a σ_2 .
- Falla / Estilolito:
- El componente intermedio σ₂ del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de tectoglifos.
- El componente menor σ₃ se encuentra contenido en el plano del estilolito, en la dirección ortogonal a σ₂.
- El componente mayor σ₁ está contenido en una dirección ortogonal al plano del estilolito (σ₂, σ₃)

Secuencia y carácter de las fases tectónicas

La historia geológica de un macizo cualquiera suele ser tanto más compleja cuanto mayor sea su antigüedad ya que ésta aumenta la posibilidad de haber estado sometido a una mayor cantidad y variedad de esfuerzos. Esto quiere decir, como de hecho frecuentemente ocurre, que existen varias familias de cada tipo de tectoglifos, con diferentes orientaciones en el espacio pudiendo en consecuencia definirse varias familias de elipsoides en el macizo. Cada elipsoide define a su vez una fase tectónica, pudiendo encontrarse varias de ellas en una misma orogenia. A efectos prácticos, esto plantea un doble problema: de una parte conocer la antigüedad relativa de cada fase, y de la otra tener la evidencia de que las conjunciones de tectoglifos que se utilicen para definir cada elipsoide sean singenéticas, es decir que pertenezcan a la misma fase tectónica.

Para resolver el primer problema se deben de encontrar conjunciones homogéneas de tectoglifos, especialmente del tipo vena-vena, y/o estilolito-estilolito para cada pareja de fases existentes, empleando el criterio de que en la conjunción el plano desplazado es más antiguo que el desplazante. El segundo problema se resuelve en dos etapas, la primera de ellas aplicando el criterio de ortogonalidad de los componentes del elipsoide, sin más que filtrar, anulándolas, aquellas conjunciones que den elipsoides con componentes alejados de la ortogonalidad.

El carácter de las fases tectónicas viene definido en función de cuál sea el componente del elipsoide más vertical de los tres, así si σ_1 es el más vertical la fase tectónica es distensiva o de reajuste;si σ_2 es vertical entonces la fase tectónica es transcurrente; finalmente cuando sea σ_3 el vertical la fase tectónica es compresiva. En la realidad se pueden dar todo tipo de casos intermedios.

La convergencia de formas y la autosemejanza

Ocurre en la naturaleza de manera evidente y reiterada que determinada forma de resultados de una acción geodinámica cualquiera se presente en los materiales de los más diversos tipos (Eraso, 1972). Así por ejemplo, pueden observarse secciones idénticas de conductos y galerías en cavernas excavadas en materiales como caliza, yeso, sal, basalto, hielo,...etc, cuyas litologías son básicamente diferentes. También se encuentran fácilmente en diversas litologías formas específicas, algunas muy estudiadas como las huellas de corriente, formas de lapiaz,....etc. Pero no solamente la semejanza de formas existe cuando se trata de formas de excavación como las descritas, sino que también las encontramos en las formas de relleno, especialmente estalagmitas, estalactitas y coladas, en las que el tipo de material puede ser muy variado.

Bien, pues a esta semejanza de morfología tanto de excavación como de relleno u otro tipo que se dan en diferentes litologías es a lo que se denomina convergencia de formas, independientemente de si las causas que las motivaron son idénticas en todos los aspectos, comparables bajo alguno de ellos, o completamente diferentes. El fenómeno de la convergencia de formas es tan abundante en la naturaleza que no puede ser considerado como algo meramente casual. A nuestro juicio obedece a una significación profunda sumamente importante que hace pensar ante la semejanza de efectos, en una semejanza de causas en virtud de una cierta dependencia funcional, es decir, en un modelo natural, del que solo vemos los resultados, y que se pretende cuantificar.

Muchos de los ejemplos encontrados, especialmente los relativos a las formas de excavación, se dan en rocas con mayor o menor grado de solubilidad frente al agua, es decir, que se puede pensar en que existe una cierta relación entre las causas. Esto que parece tan intuitivo para dichos materiales solubles, no lo es tanto con materiales insolubles como la pizarra o la arcilla de las que se encuentran también ejemplos. Aquí para encontrar la semejanza de debe de ampliar el concepto de disolución por otro más amplio que englobase el paso de determinada cantidad de material del estado sólido al seno de un líquido que lo transporte, el concepto queda entonces reemplazado por el de suspensión coloidal. Siguiendo de forma análoga las deducciones realizadas se encontraria también semejanza de las causas en la génesis de los conductos o tubos lávicos en basalto, sin más que considerar las variaciones de viscosidad y características mecánicas a que esta sujeto el magma en función de su temperatura.

En definitiva, todos estos fenómenos de convergencia de formas, aunque las apariencias los enmascaren, están relacionados con un grupo especial de circunstancias que los hacen dinámicamente semejantes. Esta semejanza dinámica se da entre varios procesos cualesquiera, cuando las diversas cantidades en el equilibrio de fuerzas o gradientes medidas para las partículas consideradas en ubicaciones semejantes, guardan razones iguales, independientemente de que sus magnitudes absolutas no sean respectivamente iguales.

Trasladando estas cuestiones al campo experimental, la conclusión es importantísima, pues podemos experimentar un proceso cualquiera (vgr.: dificil de medir por ser muy lento) mediante la adopción de un modelo dinámicamente semejante (vgr.: el más cómodo según disponibilidades) en la seguridad de que las conclusiones a que se lleguen serán válidas si en el transcurso del experimento se han mantenido en todo momento las condiciones requeridas de conservación de semejanza dinámica.

La implicación práctica de la semejanza dinámica en los modelos es de una importancia extraordinaria, pues nos permite predecir, y por consiguiente actuar, mientras que de otra manera solamente nos era lícito observar, pudiendo llegar todo lo más a interpretar.

METODOLOGIA DE ESTUDIO Y MODELIZACION DE LAS DIRECCIONES DE DRENAJE MAS PROBABLES EN UN KARST

Cuando comienza a establecerse un karst, en las rocas susceptibles de disolverse, es en una etapa posterior cuando los gradientes hidráulicos localmente establecidos, coinciden con la circulación del agua en el seno del macizo. Dicha circulación vendrá condicionada por las anisotropías de la roca, tanto litológicas, en el sentido de afectar a una mayor o menor solubilidad, como estructurales, donde la historia de las deformaciones sufridas se halle ya impresa. En consecuencia, la forma y disposición de la red de drenaje dependerá en cierto grado de estos condicionantes, lo que equivale a afirmar que su impostación no es meramente casual.

La herramienta de trabajo desarrollada para el estudio de estas direcciones de drenaje parte de una serie de medidas de análisis estructural realizadas en campo, a las que se aplica dos hipótesis fundamentales para su tratamiento (ERASO, 1985-86):

- · Existe una preparación tectónica del karst que prefigura la disposicion de la red tridimensional de conductos de drenaje en función de su historia estructural.
- · Las direcciones más probables de drenaje se organizan dentro de los planos que contienen a las componentes máxima e Intermedia de los diferentes elipsoides medidos, es decir, planos (σ1, σ2).

Método 1

- · Representar los haces de planos que contengan en cada elipsoide a o1 y o2, en la falsilla de Wulff.
- · Representar los polos de dichos planos sobre una red de Schmidt construyendo mediante Kalsbeek las líneas de isodensidades de polos, identificando las modas existentes y su peso estadístico correspondiente.

- El punto máximo de cada moda constituye en su caso el polo del plano de drenaje buscado cuya probabilidad viene asignada en la operación anterior.

Método 2

- · Representar en la falsilla de Wulff los planos (o1, o2) correspondientes a cada fase tectónica.
- · Representar en Schmidt los polos de dichos planos.
- · La probalidad asociada a cada plano de drenaje es la correspondiente a la fase tectónica asociada.

Análisis estadístico de los diagramas polares

Para la obtención del círculo máximo que se ajusta a la distribución de los polos se calculan los autovalores y las direcciones principales de la matriz de cosenos directores según las direcciones de los ejes x (norte), y (este), y z (vertical). Para la obtención del polo del círculo máximo que mejor se aproxima se opera sobre el tercer (menor) autovalor obtenido, y el primer autovalor (el mayor) da la lineación media del conjunto de datos. La suma de estos tres autovalores coincide con el cardinal del conjunto de datos, así mismo, su análisis proporciona información sobre cómo están distribuidos y respecto a la uniformidad de su distribución (figura 13).

Básicamente existen tres tipos de distribuciones espaciales de polos:

- · Cuando el primer autovalor es mucho mayor que los otros dos, indica entonces que su distribución se concentra alrededor de un polo en la esfera.
- · Si el primer y el segundo autovalor son aproximadamente iguales, pero mucho



Figura 13. Diagrama de Davis (DAVIS 1983)

mayores que el tercero, esto indica que los polos se distribuyen en una guirnalda, ó sobre la traza de un círculo máximo.

 Cuando los tres autovalores son del mismo orden de magnitud, indica que existe una distribución uniforme.

A partir de los tres autovalores E1, E2, y E3 se calculan tres números, r1, r2, y K que son los que permiten la utilización del diagrama de DAVIS (1983) de la figura 13. Así r1 es la relación Ln (E1/E2), r2 es Ln (E2/E3), y K es la relación entre los anteriores r1/r2.

Otros dos estadísticos se pueden calcular a partir de los datos, uno de ellos es la resultante R del conjunto, de la que se obtiene Rbar, como el valor normalizado de R, esto es Rbar = R/n (n=nº de datos), así como la varianza esférica sy = (n - R)/n. que es lo mismo que 1 - Rbar, y cuyo valor está comprendido entre 0 y 1. Rbar se puede usar para el test de uniformidad de la distribución de los datos, a partir de la tabla de Rbar' proporcionada por Davis (1983). Si el valor calculado supera el obtenido en la tabla, para cierto nivel de significación, la hipótesis de que las observaciones se encuentran uniformemente distribuidas puede ser rechazada, para más información se pueden consultar los textos de MARDIA (1972) y DAVIS (1983).

Las técnicas para el cálculo de los diagramas de densidades de polos aplicadas en este trabajo son dos, una de ellas es la función de paso, y otra es la función gausiana esférica, esta última es mucho más precisa que la primera aunque tenga más coste de CPU en su cálculo. Para el cálculo según el primer método hace falta introducir el parámetro de área de búsqueda alrededor de cada polo; para el segundo, cuyo cálculo se realiza con la función de peso para cada polo w(q) = exp (k(cos q-1)), donde q es el ángulo entre polos, es necesario dar el valor de k. Ambos parámetros se calculan según el método de Kamb correspondiente con cada técnica. El disminuir el valor de k tiene el mismo efecto que aumentar el área de búsqueda. La utilización del método de Kamb con la técnica de la función de paso permite el cálculo de:

área de búsqueda=9 / (n+9) E[nº de puntos]=n•área de búsqueda $s = \sqrt{(n \cdot \acute{area} \cdot (1 - \acute{area}))}$

El método de Kamb para una función esférica gausiana permite obtener el valor de k mediante:

k=2(1+n/9)E[nº de puntos]=0.5•(9n/(n+9)) $s = \sqrt{(n \cdot (0.5 - (1/k)/k))}$

véase cómo el valor de E[*], según este método, es mucho menor que el obtenido para la función de paso, para un mismo conjunto de datos, debido a la sensibilidad de la función esférica gausiana.



PREDICCIONES DE DRENAJE

Modelización de la red subterránea. Estudio preliminar

La técnica aquí aplicada para la modelización de la red de drenaje se basa en los denominados Sistemas L estudiados por A. Lindenmeyer. Básicamente consiste en un primer estudio de las posibles divisiones de la red como una estructura ramificada, y posteriormente realizar la discretización en tramos de esta red ramificada indicando las posiciones, según un código preestablecido, de la posición de las ramificaciones.

Existen muchas combinaciones posibles de códigos capaces de describir las estructuras ramificadas, pero a tenor de la sencillez que se va buscando se aplicará un código de tres estados posibles:

- Tramo sin ramificar, que se denotará como un 1.
- Ramificación hacia una dirección predeterminada, que se denotará como [.
- Vuelta, desde donde se encuentre, a el último punto de ramificación, indicado por el carácter].







Figura 16. Mapa geomorfológico del karst en yeso de Sorbas (CALAFORRA, 1986)

Otros códigos más refinados pueden incluir características de las galerías ó de las ramificaciones, pero supondrían una complicación innecesaria para nuestros propósitos. En este caso, de esta sencilla forma se puede describir cualquier red ramificada mediante la secuencia de 1, [, y], como se puede ver en un ejemplo sencillo (figura 14).

cuyo código es: 111[1]1[1]1, ó bien se puede poner:111[1[1][1]]1, como otra posibilidad.

Para el estudio estadístico de las relaciones entre cada secuencia de caracteres se pueden aplicar la técnica de las Cadenas de Markov, que nos permiten obtener las probabilidades de transición entre los estados sucesivos de la cadena. Hay que destacar un aspecto importante de esta forma de discretizar y es que las cadenas obtenidas permiten un posterior tratamiento en el sentido de que se puede simular la posible evolución, en el aspecto de disolución de la roca, de la red establecida. Por otra parte una de las características más notables es que su estructura compone formas autosemejantes en el espacio, en el sentido estadístico, ya que en el determinístico es casi imposible de determinar.

CASOS PRACTICOS, EL COMPLEJO KARSTICO EN LOS YESOS DE SORBAS

Ubicación. Breve reseña a la Geología local

Este compleio kárstico de Sorbas se localiza al Noreste de la provincia de Almería (figura 15), dentro de una de las depresiones de la Cordillera Bética, es una de las principales del tercio oriental de la Cordillera. Fundamentalmente son yesos messinenses que corresponden al miembro Yesares. Dentro de la serie evaporítica, de una potencia aproximada de 120 m, se intercalan algunos intervalos de margas interestratificados, que pueden afectar al desarrollo de las cavidades que surgen. El relleno que existe en la cuenca de Sorbas esta formado por materiales sedimentarios comprendidos entre el Tortoniense y el Plioceno, fundamentalmente marinos. La configuración ac-tual, a partir del Pliocuaternario, es de sedimentos de tipo continental. El origen del yeso es primario, encontrándose grandes cristales, siendo su génesis subacuática, en aguas someras, incluso peliculares. La edad de las deformaciones tectónicas es diversa, apareciendo una tectónica activa desde el Mioceno Superior, en el Plioceno, y la comprensión post-Pliocénica, congeneración de pliegues y fallas.



Figura 17. Red de proyección equiangular (Cueva del Tesoro)

Descripción y funcionamiento del karst en la zona de Sorbas

Dado que el miembro de Yesares posee una alternancia de las margas pelíticas y el material yesífero propiamente dicho (figura 16),, los bancos de yeso potencialmente karstificables pueden tener espesores variables, de unos 20 m. Las redes de flujo presentan direcciones profundamente marcadas por los grandes conductos abiertos por la disolución de los vesos. El agua procedente de la infiltración atraviesa las fallas verticales hasta alcanzar los niveles de yeso karstificados por donde la circulación se desarrolla fundamentalmente en sentido horizontal. En muchos sectores la matriz rocosa puede tener un valor especialmente alto de la permeabilidad debido fundamentalmente (CALA-FORRA, 1986) a:

-Permeabilidad por pequeñas fracturas y grietas en el bloque yesífero.

-Permeabilidad intergranular por lavado de las margas entre los yesos.

-Permeabilidad por disolución del yeso (porosidad secundaria).

-Permeabilidad por huecos interconectados (porosidad primaria).

-Permeabilidad intercristalina, a través de planos de exfoliación.

La presencia de agua en el interior de las oquedades y formaciones internas es muy frecuente, como en la cueva del Tesoro, Cueva del Yeso, que son dos de las estudiadas en este trabajo, estando en la mayoría de los casos desconectadas del nivel piezométrico principal, por lo tanto serían estructuras colgadas, en huecos a mayor profundidad (100 m) es posible que sí se alcance el nivel piezométrico.

La sugerencia principal se encuentra en el Manantial del Molino del Río Aguas, tal que sin ser puntual, permite proporcionar un cau-dal entre 60 l/s y 125 l/s (CARU-LLA 1977), aunque durante los largos períodos de sequía sea ligeramente superior a los 40 l/s (PULIDO BOSCH 1982). Este manantial se trata del punto topográfico más bajo del afloramiento yesífero, alrededor de 290 m. Existen otros manantiales dentro de esta cuenca yesífera asociados generalmente a cavidades, como los de las Viñicas o el del Cortijo del Peral, con caudales inferiores al litro por segundo, pero con cierta constancia en el tiempo.

Ejemplos. Cueva del Tesoro y Cueva del Yeso.

Durante la campaña espeleológica realizada durante Diciembre del año 1990 en la zona de Sorbas se visitaron, entre otras, dos cuevas, la Cueva del Tesoro y la Cueva del Yeso. De ambas se tomaron una serie de medidas de tectoglifos que se encontraron a lo largo de toda la expedición. Uno de tos objetivos es demostrar cómo la



Figuras 18, 19 y 20. Densidades de polos (Cueva del Tesoro)



Figura 21. Histograma de direcciones principales de drenaje (Cueva del Tesoro)

red de drenaje de las cuevas sigue fundamentalmente la indicada por el método, debido a los planos de debilidad del macizo, y que estos no se encuentran formados únicamente por planos de fisuración, esto es, que no siguen las líneas de fisuración del macizo, y no como se postula en los trabajos de la Cueva del Agua, también en los yesos de Sorbas, comentando que las direcciones principales de los conductos son las de fisuración.

Cueva del Tesoro

Denominada SO-138, según el número de orden general de cada cavidad que corresponde con el inventario realizado por Calaforra et al., cuyas coordenadas son de longitud 583.205 y latitud 4.106.315, a 355 m. sobre el nivel del mar (figura 16). Posee una entrada horizontal y un desarrollo mixto, con morfología meandriforme, cuyas galerías se desarrollan en el sentido del flujo. Forma parte del Sistema Cueva del Tesoro.

Se han tomado un total de 27 puntos de muestreo donde se han tratado de medir estilolitos o posibles conjugaciones. Fundamentalmente se han medido 27 venas, sin encontrarse ningún estilolito en el muestro realizado. Los resultados de aplicar la red de proyección equiangular a los polos de los planos medidos se muestra en la figura 17 junto con los resultados de obtener una serie de estadísticas de los datos.

Tomando estos resultados se pueden calcular algunos parámetros que pueden servir para el ajuste del diagrama de densidad de los polos aplicando las técnicas del Método de Kamb sobre el Método de Paso, descrito anteriormente, del que se obtiene:

área de búsqueda=0.25 $E[n^{\circ} de puntos] = 6.75$ s=2.25

si se aplica el Método de Kamb pero para el Método de Función Gausiana Esférica se obtienen el parámetro k de w(q), así como los anteriores:

⊏[n° de puntos] = 6.75 s= 1.125

Otras conclusiones que se pueden sacar de los estadísticos obtenidos son que a partir de E1,E2 y E3 se puede concluir, al ser E1>E2, que la distribución de polos tiende a centrarse alrededor de un único polo, si se compara con el diagrama de la figura 13. El test estadístico de Rbar permite deducir que se puede rechazar la hipó-



Figura 22. Topografía de la Cueva del Tesoro (in SANCHEZ-MARTOS y CALAFORRA, 1991). Topografía: SECAM

227



Figuras 24, 25 y 26. Densidades de polos (Cueva del Yeso)

tesis de una distribución uniforme de los datos, debido a que Rbar'= 0.305=Rbar, el valor de Rbar'se ha obtenido de la tabla de DAVIS (1983), con un 95% de confianza. El resultado del cálculo de las densidades de polos en plantilla de Schmidt se presentan en las figuras 18,19 y 20, para los métodos de Función de Paso y de Función Gausiana Esférica con los parámetros calculados y con los sugeridos por el método.

Si se calcula el histograma (figura 21), a partir de los datos medidos, de direcciones principales de drenaje se obtiene como coinciden con los resultados de los diagramas de densidades de polos, lo que confirma la validez del método. Este histograma sería el que se utilizaría para la simulación de la red de flujo de la forma descrita.

Fundamentalmente es la dirección del plano de drenaje N 450E la que tiene la mayor probabilidad de dar lugar a una red de flujo importante, existiendo una direc-ción secundaria N 150E en la que también puede ser favorecido el flujo. Si se comparan ambas direcciones con la topografía en planta de la cueva (figura 22), realizada por la Sección de Espeleología del Club Almeriense de Montañismo, se puede ver cómo la dirección media de la cueva no corresponde con una dirección principal, pero si se pueden destacar que muchas de las galerías siguen direcciones comprendidas en las que da el histograma (figura 21) la mayor probabilidad (obsérvese el denominado Complejo del Caracol, la Galería de los Cristales). Se podría conjeturar la hipótesis de que esta cueva ha podido ser formada por la interconexión múltiple de una serie de huecos que siguen las direcciones principales de drenaje, posiblemente a través de una fisura que las atravesase con dirección N 30º W.

Cueva del Yeso

Situada aproximadamente a 4 Km (figura 16) de la cueva del Tesoro (SO-138), tiene por denominación dentro del catálogo SO-002, con coordenadas 579.420 de longitud y 4.105.300 de latitud, a 340 m. sobre el nivel del mar. También se denomina Cueva del Infierno con 8 bocas de acceso, y procesos graviclásticos.

Sobre esta cavidad se han tomado un total de 39 datos correspondientes a planos de venas, esto es, a posibles direcciones de drenaje y direcciones fundamen-



Figura 27. Histograma de direcciones principales de drenaje (Cueva del Yeso)

tales de debilidad en la roca. Al aplicar el Método descrito tal y como se ha hecho en la Cueva del Tesoro, los resultados de proyectar los polos sobre la red de Wulff son los de la figura 23. Como se puede ver en ella, incluso teniendo en cuenta los valores de los estadísticos de los autovalores E1, E2 y E3, los polos se distribuyen sobre una traza o guirnalda (figura 13), que constituye un círculo máximo de rumbo N 105°E y buzamiento de 14.60, sobre el que se sitúan.

Para el ajuste del diagrama de densidad de polos aplicando las técnicas del Método de Kamb sobre el Método de Paso, descrito anteriormente, se obtiene:

área de búsqueda=0.18 E[nº de puntos]=7.31 s=2.43

si se aplica el Método de Kamb pero para el Método de Función Gausina Esférica se obtienen el parámetro k de w(q), así como los anteriores:

k= 10.66 E[nº de puntos] = 3.65 s= 1.218

El test estadístico de Rbar indica que también se rechaza la hipótesis de distribución uniforme de las observaciones, ya que Rbar=0.38>Rbar'=0.27 con un grado de confianza del 95%.

Los resultados de obtener el diagrama de densidades polares para las técnicas de Función de Paso y de Función de Gausiana Esférica se muestran en las figuras 24, 25 y 26. Así como el histograma (figura 27) que da una dirección de flujo preferente a los N45°E, que corresponde con la también obtenida en el diagrama polar, aunque destaquen algunas otras modas secundarias como N30°E, ó N180°E, menos probabies que la primera.

Como se puede apreciar, comparando este resultado con la topografía de la planta de la cueva (figura 28), como la dirección media sigue la preferente, en cuanto a la probabilidad, de drenaje. Esto supone que el flujo que circula subterráneamente ha seguido una discontinuidad de debilidad, a través de la cual ha ido disolviendo la roca y formando las cavidades que aparecen en dirección próxima a N 45°E.

Una primera conclusión que se puede sacar a la vista de los dos histogramas, de la Cueva del Yeso y de la Cueva del Tesoro, así como



Figura 28. Topografía de la Cueva del Yeso (in SANCHEZ MARTOS y CALAFORRA, 1991) Topografía: GEP

de sus respectivos diagramas polares, es que aún estando separadas una distancia de 4 Km se demuestra la pertenencia a la misma unidad morfológica, en cuanto a las direcciones preferentes de drenaje subterráneo, aunque la traza de las cuevas no lo describan aparentemente, y esto es solo aparéntemente, ya que estudiando los datos tomados se demuestre que lo contrario si es cierto.

La simulación de las redes de drenaje sintéticas, a partir de los resultados obtenidos se basan, fundamentalmente en un primer estadío, en la traducción de la traza o planta de la cueva a un código de tres estados que consisten, como ya se describió en 1-avance. [-ramificación, y]-vuelta a la ante-rior ramificación. Siguiendo esta técnica de encriptamiento se puede estudiar estadísticamente el código que define la cueva. En concreto, para la Cueva del Yeso, el código obtenido es el siguiente de 64 caracteres:

1[11]1[11]1][11[11]1]1[1]11[1]]11[11[1]1]11[1]1]11[1]1]1]

que procede de otro más completo de 83 caracteres

1[1][1]]1[1]1[1[1[1]1]111]]1111 11]]11[1]11[1]11[111]1[111]]1 1[1[1][1][1]]11[11]11]11]

Aunque se trabaje para las simulaciones con el de 64, el que se estudiará estadísticamente es el último de 83, ya que el primero se ha reducido eliminando algunos de los elementos 1, lo que supone que la red de drenaje mantenga la forma pero sea más reducida. Varias de las simulaciones realizadas se han tomado para las figuras 29, 30 y 31.

Estas cadenas pueden ser analizadas estadísticamente como cadenas de Markov, de tal forma que a partir de un test de Chi cuadrado permita discernir si existe cierta relación entre estados procedentes o no. La primera idea sería tomar la cadena completa con sus 83 elementos. Si se trabaja con la correspondiente matriz de transición muestral TFM y se compara con la matriz de transi-ción esperada TEF, mediante el test de χ², dado por el cálculo del cuadrado de las diferencias entre lo observado O y el esperado E:

$$\chi^2 = \sum_i \frac{(O_i - E_i)}{E_i}$$

donde O es el número observado de transiciones de un estado a otro, y E es el número de transiciones esperadas si los estados sucesivos son independientes. El resultado de cada una de las matrices correspondientes así como del valor de χ^2 son los siguientes:

$$\overline{TFM} = \begin{pmatrix} 30 & 11 & 13 \\ 15 & 0 & 0 \\ 9 & 2 & 3 \end{pmatrix}$$
$$\overline{TEF} = \begin{pmatrix} 35.1324 & 9.7578 & 9.1044 \\ 9.7590 & 2.7105 & 2.5290 \\ 9.1084 & 2.5298 & 2.3604 \end{pmatrix}$$

 $\chi^2 = 7.98$

El test tiene (m-1)² grados de libertad, donde m es el número de estados, que en este caso son 3, por lo que hay 4 grados de libertad. El valor de con 4 grados de libertad es 9.488, con lo que no se puede rechazar la hipótesis de independencia entre los estados sucesivos, con un grado de confianza del 95%. Aparentemente no hay una tendencia estadística a que ciertos estados estén preferentemente seguidos de otros. Bien a partir de esta conclusión, si eliminamos todos los estados que no suponen un cambio en la serie de estados, como son todos los 1 que vayan seguidos en más de una posición, se obtiene una nueva cadena de Markov, reducida de la primera pero en la que solo figuran transiciones de un estado a otro sin tener en cuenta el número de estados iguales seguidos. Las matrices que se obtienen y el valor del estadístico correspondiente son:

$$\overline{TFM} = \begin{pmatrix} 0 & 11 & 13 \\ 15 & 0 & 0 \\ 9 & 2 & 0 \end{pmatrix}$$
$$\overline{TEF} = \begin{pmatrix} 11.52 & 7.20 & 5.28 \\ 7.20 & 4.50 & 3.30 \\ 5.28 & 3.30 & 2.42 \end{pmatrix}$$
$$\gamma 2 = 27.56$$

que si se compara con el 9.488 de la tabla se puede deducir que existe una dependencia fuerte entre estados sucesivos, con un grado de confianza del 95%, manteniéndose las propiedades de una cadena de Markov de primer orden. Este resultado permite generar redes más amplias que la que se dispone, así como generalizar aún más la modelización de las mismas, en el sentido del creci-





Galería en la Cueva del Tesoro. Foto: J.A. García Sánchez

miento futuro, en cuento a la disolución del aún más la modelización de las mismas, en el sentido del crecimiento, a partir de las probabilidades condicionales obtenidas a partir de la matriz TFM del caso anterior, cuando se pretenda tomar la decisión de si en una cavidad surge una ramificación, o bien la matriz TFM del caso completo si se toma la decisión de aumentar la longitud de la cavidad sin bifurcarse.

CONCLUSIONES

El tratamiento de la información descrito en la metodología precedente lleva hacia unos resultados englobables en tres grupos netamente diferenciados: los propios de la geología estructural, los específicos derivados de las hipótesis de trabajo enunciadas directamente aplicables a la interpretación del karst, y los resultados de la aplicación de una técnica sencilla de modelización.

Entre los primeros resultados se define:

- Número de fases tectónicas.
- Secuencia de la fases tectóni-

cas.

- Carácter de las mismas.
- Sentido de los empujes principales.

Entre los segundos:

- Las direcciones de drenaje, según modas, y su grado porcentual de probabilidad.
- Predición de la orientación de los conductos en la red tridimensional de drenaje.
 Entre los terceros:
- Entre los terceros:
- Generalización probabilística de las redes de drenaje pertenecientes a una unidad kárstica.
- Modelización, en base a datos reales de campo, de cavidades kársticas.

Su campo de aplicación es realmente amplio, mejorando las posibilidades de:

 Captación de aguas en acuíferos kársticos.

 Corrección de fugas en la construcción de presas en áreas kársticas.

 Correcciones de avenidas de agua en minería.

- Predicción y localización de la continuidad de las menas de mineral en yacimientos paleokársticos. - Localización "a priori" de las surgencias asociadas a un aculfero kárstico.

- Modelización del flujo subterráneo en medios heterogéneos complejos y fracturados.

Estas aplicaciones pueden desarrollarse sobre litologías tan variadas tales como areníscas, cuarcitas, yesos y evaporitas, yesos, etc..., por cumplirse en ellas tanto la condición de circulación del agua a través de los conductos interconectados que siguen las direcciones de debilidad el macizo rocoso, como la ampliación de los mismos por la disolución en su sentido más general. Así mismo las técnicas numéricas que se están desarrollando permitirán realizar modelos capaces de resolver gran parte de los problemas hidrogeológicos que se plantean en un amplio espectro de las litologías existentes en la naturaleza.

BIBLIOGRAFIA

Arthaud, F. (1969): Méthod de determination graphique des directions de racourcissement d'allongement et intermédiare d'une



Galería en la Cueva del Yeso. Foto: J.A. García Sánchez

population de failles.- Bull. Soc. Geol. de France (7) XI.

Arthaud, F. y Mattauer, M. (1969): Exemples de styloties d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante.- Bull. Soc. Geol. France (7) XI.

Calaforra, J. M.; Durán, J.J.; García, J.; Montero, A. J.; Sánchez, P.; Robledo, A. (1986): El karst en los yesos de Sorbas (Almería).-- Agencia del Medio Ambiente. Inéd.

Calaforra J.M. 1986: Ideas preliminares sobre el funcionamiento hídrico del karst en yeso de Sorbas (Almería).– Lapiaz 15: 16-21. Valencia.

Carulla, N. (1977): Contribución al conocimiento de la dinámica hidrogeológica en clima semiárido (Depresión de Vera, Almería).– Tesis doctoral. Fac. Ciencias Univ. Autónoma de Barcelona. 373 p.

Davis, J. C. (1986): Statistics and data analysis in geology.– Kansas Geological Survey. John Wiley & Sons. New York. USA.

Eraso, A. (1972): La convergen-

cia de formas.- Conferencia de clausura del III Curso de Geomorfología e Hidrogeología Kárstica. Facultad de Ciencias. Universidad de Madrid.

Eraso, A. (1972): Problemática actual de estudio del karst. Nuevo enfoque de su investigación.-Conferencia inaugural del II Congreso Nacional de Espeleología. Facultad de Ciencias. Universidad de Oviedo.

Eraso, A. (1985/86): Método de predicción de las direcciones principales de drenaje en el karst.-KOBIE (Serie Ciencias Naturales). Bilbao. Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Vizcaya. n. XV.

Hernanz, A. (1969): Esquema conceptual del karst.– Conferencia inaugural del I Curso de Geomorfología e Hidrogeología Kárstica. Facultad de Ciencias. Universidad de Madrid.

Mardia, K. V. (1972): Statistics of directional data.- Academic Press Ltd. London.

Paredes, C. (1991): Simulación de medios fracturados. Modelización de almacenamientos de resíduos radiactivos.– Master en Tecnología Hidrogeológica. Area XVIII. I.T.G.M.E., U.P.M.

Paredes, C. (1992): Transporte de solutos por aguas subterráneas en medios fractales. STIFED.-Proyecto Fin de Carrera. Departamento de Matemáticas Aplicada y Métodos Informáticos. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. U.P.M.

Pulido-Bosch (1982): Consideraciones hidrogeológicas sobre los yesos de Sorbas.- Reunión Monográfica sobre el Karst de Larra. Isaba (Navarra). 257-274.

rra. Isaba (Navarra). 257–274. Ragan, D. M. (1980): Geología estructural. Introducción a las técnicas geométricas.– Ed. Omega. Madrid.

Rockworks TM. (1988): STE-REO TM. Orientation analysis and plotting.– A RockworksTM Application Geological Software for Microcomputers. RockWareTM, Inc. Colorado. U.S.A.

Sánchez-Martos, F.; Calaforra J.M. (1991): Grandes cavidades de la provincia de Almería.-Espeleotemas 1: 8-21.