

5 MÉTODO ERASO. FUNDAMENTOS.

Método de Predicción de las Direcciones Principales de Drenaje Subterráneo en Macizos Anisotrópicos

5.1 PLANTEAMIENTO GENERAL DEL MÉTODO

5.1.1 INTRODUCCION

[20] En este capítulo presentamos una explicación teórica del funcionamiento del método Eraso así como los fundamentos en los que se basa. Esta información se a extraído de un documento realizado por el propio Sr. Eraso, ubicado en el tutorial del programa que se usará para procesar los datos tomados en el campo.

Aparece con cierta frecuencia en la literatura hidrogeológica relativa a materiales consolidados, la afirmación de que las direcciones principales de circulación acuífera subterránea, se corresponden con las de fracturación visible en superficie o, de modo más concreto, con las fracturas de tracción.

Esta hipótesis ha sido muy difundida y, por lo general, aceptada. Sin embargo, muchas veces la realidad no concuerda con ella, por no ser cierta, excepto cuando la red de circulación acuífera tiene carácter cortical, es decir, cuando se encuentra muy próxima a la superficie.

Los acuíferos kársticos se diferencian de los otros, por un lado, porque en aquellos la permeabilidad se establece gracias a la interconexión de fisuras, en lugar de porosidad intergranular, y por otro, y es la característica más peculiar, porque en los acuíferos kársticos tiene lugar el proceso de la disolución, circunstancia que los hace cualitativamente diferentes.

Efectivamente, en el karst, la disolución motivada por la circulación del agua, amplía los huecos y/o fisuras interconectadas, disminuyendo, por consiguiente, su pérdida de carga hidráulica. En consecuencia su gradiente hidráulico aumenta, incrementándose con ello la circulación y, por tanto, la disolución, y así sucesivamente.

En definitiva, mediante un efecto de feed-back, o retroacción 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.

Esta argumentación es independiente del origen de las aguas circulantes en el karst, siendo necesario únicamente que los parámetros físico-químicos que la caracterizan, sean capaces de provocar la disolución de la roca para que la karstificación tenga lugar. De esta manera, los procesos hidrotermales en el karst, no solamente son posibles, sino mucho más abundantes de lo que en un principio pudiera parecer.

Cuando por condicionantes ajenos al sistema, los gradientes hidráulicos generadores del karst disminuyan de manera notable, el sistema evoluciona hacia el

paleokarst, que se caracteriza por una tendencia general a la colmatación de conductos. En el caso particular del karst hidrotermal muchos yacimientos minerales, entre los que se encuentran gran número de los existentes en Europa Central y en los Balcanes, tienen este origen.

La construcción de presas en países kársticos, donde las condiciones de las cerradas desde el punto de vista del ingeniero civil son excelentes, ha presentado frecuentemente serios problemas de filtraciones, cuya corrección, en los casos donde se ha logrado, ha resultado tan costosa como imprevisible.

En fin, la elevada vulnerabilidad de estos acuíferos frente a la polución, unida a su utilización como suministro de agua a núcleos de población, los drenajes endorreicos de algunos acuíferos kársticos costeros en los que el agua dulce se pierde directamente al mar, etc., demuestran el notable peso socioeconómico que el hombre debe pagar al transformar esta parcela de la naturaleza en su beneficio.

En este sentido, se ha investigado, a lo largo de varias décadas, la red de conductos en acuíferos kársticos, lo que ha culminado en la elaboración del *Método* para determinar las direcciones preferenciales de drenaje.

5.1.1.1 CONSIDERACIONES DE INTERES

La superficie visible del macizo rocoso no es el lugar que refleja mejor la estructura interna. Efectivamente, si nos atenemos a la mecánica de rocas, sabemos que, en todo macizo rocoso, el producto entre las tensiones normales (σ_{ij}) y las tangenciales (τ_{ij}) es constante, a cualquier profundidad:

$$\sigma_{ij} \cdot \tau_{ij} = \text{constante}$$

Pero, cuanto menor sea la profundidad considerada, tanto menor es en ese lugar el valor de las tensiones normales σ_{ij} , que tienden a anularse en superficie ($\sigma_{ij} \rightarrow 0$), por lo que las tensiones tangenciales τ_{ij} aumentan al disminuir la profundidad considerada, tendiendo a hacerse infinitas en la superficie ($\tau_{ij} \rightarrow \infty$). (Ver *Figura 19*).

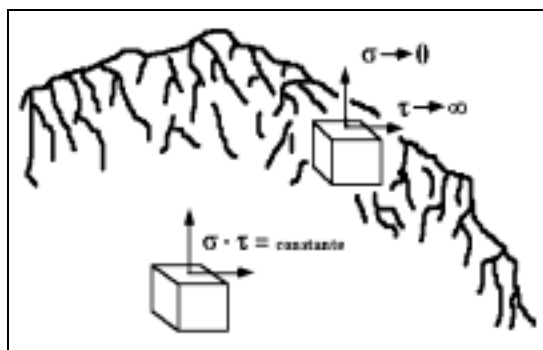


Fig. 19: Comportamiento de las tensiones tangenciales y normales en el interior y en el borde de un macizo.

Este es el problema, al tratarse de una condición de borde, bien conocida por los ingenieros civiles que, por ejemplo, al construir un túnel encuentran los mayores problemas de inestabilidad en los emboquillados de dichos túneles, debido a las numerosas fracturas provocadas por los altos valores de las tangenciales. Por esto, desaconsejamos utilizar las direcciones de las diaclasas superficiales, ya que al ser consecuencia de reajustes tensionales de respuesta frágil (no estando la mayoría de ellas generadas en el interior del macizo rocoso) introducen gran ruido estadístico, que en definitiva falsean la predicción buscada.

Referido al caso del macizo rocoso a estudiar, resulta que en la superficie existen numerosas fracturas que no son intrínsecas del macizo, sino debidas a la citada condición de borde. Esto genera un gran “ruido estadístico” en la información de campo cuando se estudia.

Para obviar este problema, el *Método* desarrollado utiliza como información de campo, únicamente, las discontinuidades intrínsecas del macizo rocoso, cuyo sentido físico esté claro de interpretar. Dicha información se centra, concretamente, en el inventario de *tectoglifos* o deformaciones permanentes que, siendo generadas en el interior del macizo, aparezcan en la superficie por erosión.

5.1.2 EL ANALISIS GEOLOGICO ESTRUCTURAL

Existen dos grandes grupos de fuerzas que actúan en la naturaleza, las intrínsecamente relacionadas con la masa y características dinámicas a nivel planetario, capaces de generar efectos de campo, incluso en puntos situados fuera de la masa en cuestión, y las derivadas de los esfuerzos y distorsiones actuantes como consecuencia de los procesos orogénicos que sufre la tierra. Entre las primeras se encuentran el campo de la gravedad, el campo magnético, la fuerza centrífuga, etc., cuya magnitud puede medirse en unidades de fuerza por unidad de volumen.

Las segundas, son las responsables de las variaciones del estado tensional, se miden en unidades de fuerza por unidad de superficie, poseyendo por consiguiente dimensiones de presión, y constituyen el objeto del que se ocupa la geología estructural cuando se aplican a la corteza terrestre y los esfuerzos de que de ellas se derivan son de los que nos vamos a ocupar aquí.

5.1.2.1 EL TENSOR DE TENSIONES

Supongamos que tenemos un sistema de fuerzas aplicadas sobre un cuerpo, entonces la tensión de superficie en un punto dado varía con la orientación de la superficie a través del punto. Si queremos conocer el efecto en un punto de todas las fuerzas actuando en el cuerpo, debemos poder determinar las tensiones de superficie en cada plano que pasa a través del punto. De hecho, si conocemos la tensión de superficie en tres planos perpendiculares a través de un punto podemos calcular la tensión de superficie en cualquier otro plano que pase por dicho punto. Las componentes de estas tres tensiones de superficie medidas perpendicular y paralelamente a sus respectivos planos forman las componentes del *tensor de tensiones*. Así, el tensor de tensiones es una cantidad que nos permite calcular las tensiones de superficie en un plano de cualquier orientación en un punto dado.

En dos dimensiones, si dibujamos desde un origen común las tensiones de superficie para todas las posibles orientaciones de superficie en un punto, se forma una elipse. (Ver *Figura 20*).

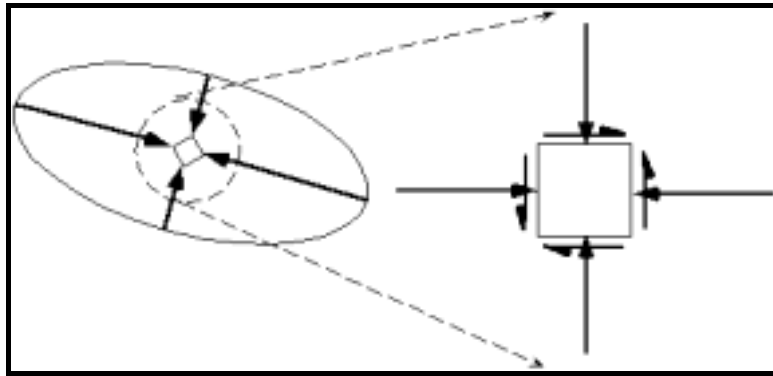


Fig. 20: Representación de la tensión bidimensional en un punto y sus componentes.

En tres dimensiones, el elipsoide de tensiones (*Figura 21*) en un punto está definido por las tensiones de superficie que actúan en planos de todas las posibles orientaciones a través de dicho punto.

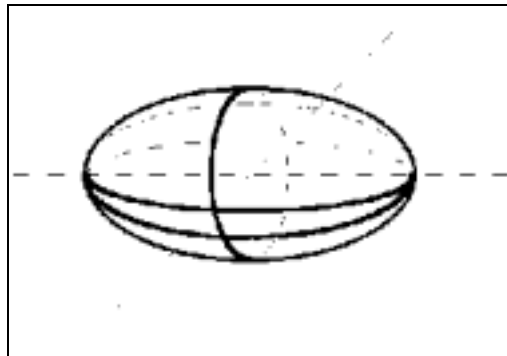


Fig. 21: Elipsoide de tensiones

Para las caras perpendiculares al eje y , por ejemplo, las componentes normales de las tensiones que actúan sobre ellas están señaladas con σ_y . El subíndice y indica que la tensión actúa sobre un plano normal al eje y . La tensión tangencial se descompone en dos componentes paralelas a los ejes coordenados. En este caso, se usan dos subíndices: el primero indica la dirección normal al plano en cuestión y el segundo, la dirección de la componente de la tensión en sí misma. Si consideramos, por ejemplo, las caras perpendiculares al eje y , la componente en la dirección x es señalada por τ_{yx} y la de dirección z por τ_{yz} . (Ver *Figura 22*).

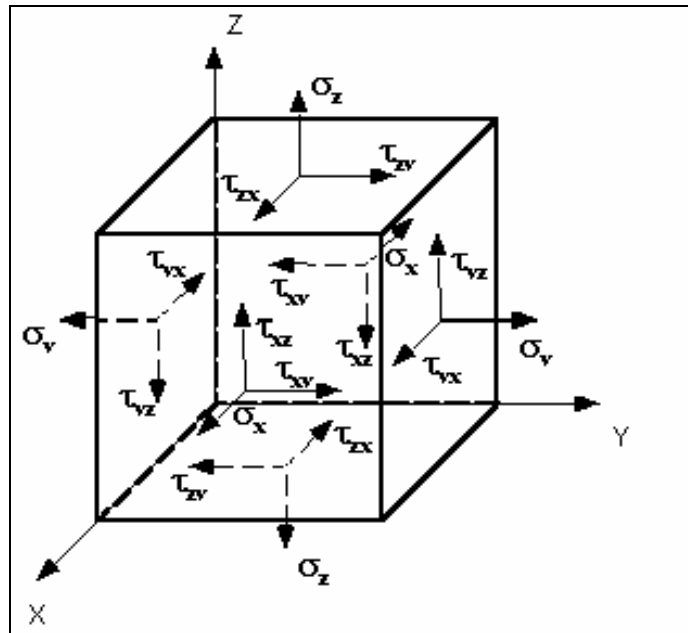


Fig. 22:Componentes del tensor de tensiones (en tres dimensiones).

Así, para cada par de caras paralelas de un elemento cúbico, se necesita un símbolo para representar la componente normal de la tensión y dos más para las componentes de la tensión tangencial. Se requieren, por lo tanto, tres símbolos para describir las tensiones normales que actúan sobre las caras de un cubo elemental, a saber, σ_x , σ_y , σ_z y seis τ_{xy} , τ_{yx} , τ_{xz} , τ_{zx} , τ_{yz} , τ_{zy} , para los esfuerzos tangenciales.

Representándolo, por tanto, como la matriz:

$$\begin{pmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{pmatrix}$$

Estas nueve componentes se reducen a seis, ya que se demuestra que:

$$\tau_{xy} = \tau_{yx} , \quad \tau_{xz} = \tau_{zx} , \quad \tau_{yz} = \tau_{zy}$$

Los ejes principales de un elipsoide (mayor, intermedio y menor) son paralelos a los ejes de coordenadas principales y representan las tensiones principales, mayor, intermedio y menor respectivamente:

$$\sigma'_1 \geq \sigma'_2 \geq \sigma'_3$$

Las tensiones principales son las tensiones de superficie actuando en los tres planos principales perpendiculares a través de un punto (*Figura 23*).

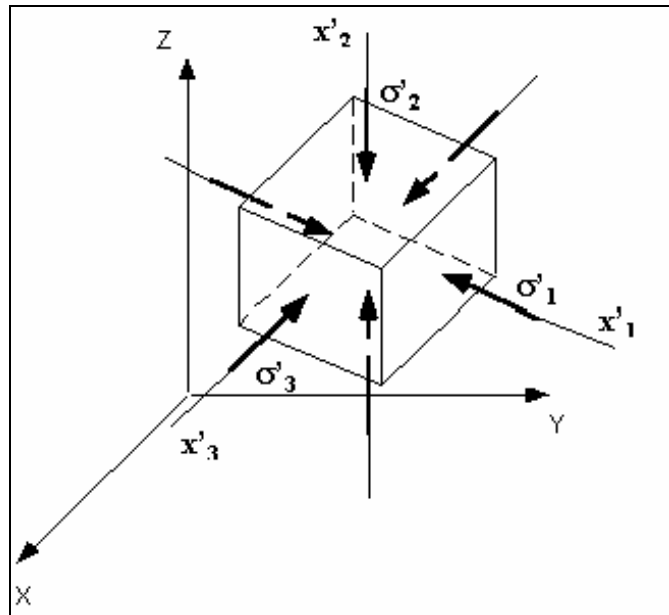


Fig. 23: Componentes principales del tensor de tensiones.

En los planos principales las tensiones normales tienen valores extremos y las tensiones tangenciales tienen valor cero. Podemos representar el punto como un cubo infinitesimal cuyas caras son paralelas a los planos principales y perpendiculares a los ejes principales x'_1 , x'_2 , x'_3 . Así el tensor viene representado como la matriz:

$$\begin{pmatrix} \sigma'_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma'_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma'_3 \end{pmatrix}$$

5.1.3 TECTOGLIFOS Y DEFINICION DE ELIPSOIDES

La geología estructural, mediante el estudio de pliegues y fallas, permite establecer la orientación y disposición, en el espacio, de las tres componentes ortogonales del elipsoide de deformación. Ahora bien, a escala de detalle, aumentan muy significativamente las posibilidades de definición de estas componentes, al analizar las microestructuras y, de manera concreta los *tectoglifos*, que son ciertas huellas de deformación permanente, impresas en la roca, como consecuencia de los esfuerzos tectónicos.

Entre estos tectoglifos destacan, por su interés, los siguientes tipos:

- los *estilolitos* o juntas estilolíticas,
- las *venas de calcita* u otras mineralizaciones, y
- las *estrías de fricción* en los planos de falla.

Cada uno de ellos posee un significado genético, que lo hace muy útil para definir el elipsoide.

Frecuentemente, y esto es lo más interesante como ya veremos, los diferentes tectoglifos aparecen en la naturaleza relacionados, según se señala de manera ideal en la *Figura 24*.

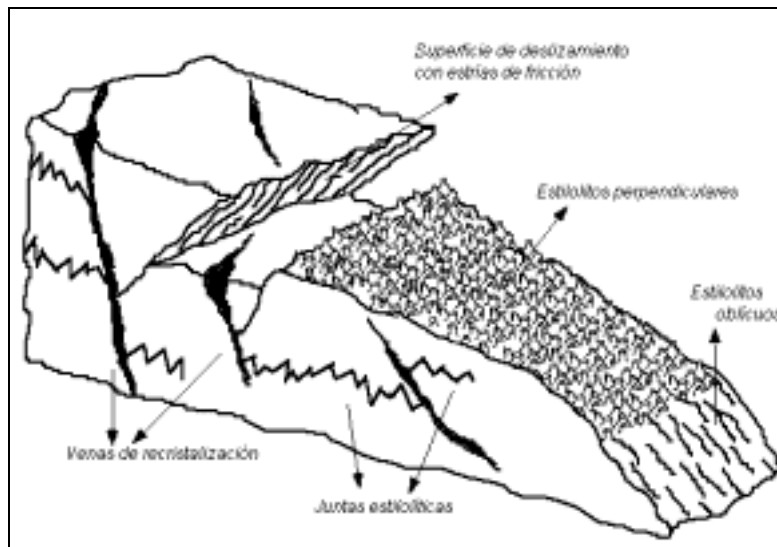


Fig. 24: Representación idealizada de los diferentes tectoglifos.

Los *estilolitos* constituyen juntas de discontinuidad de la roca, donde las porciones de ambos lados de la roca se han aproximado entre sí, e interpenetrado, desapareciendo parte del material mediante un mecanismo de disolución bajo presión. Su forma en picos de orientación paralela, visible al abrir la junta, indica la dirección del acortamiento. Esta dirección se orienta de manera perpendicular, coincidente estadísticamente, con la componente del eje mayor del elipsoide de deformación σ_1 o, lo que es lo mismo, la junta estilolítica se orienta estadísticamente de manera ortogonal a dicha componente, conteniendo por tanto al plano (σ_2, σ_3) . (*Figura 25*).

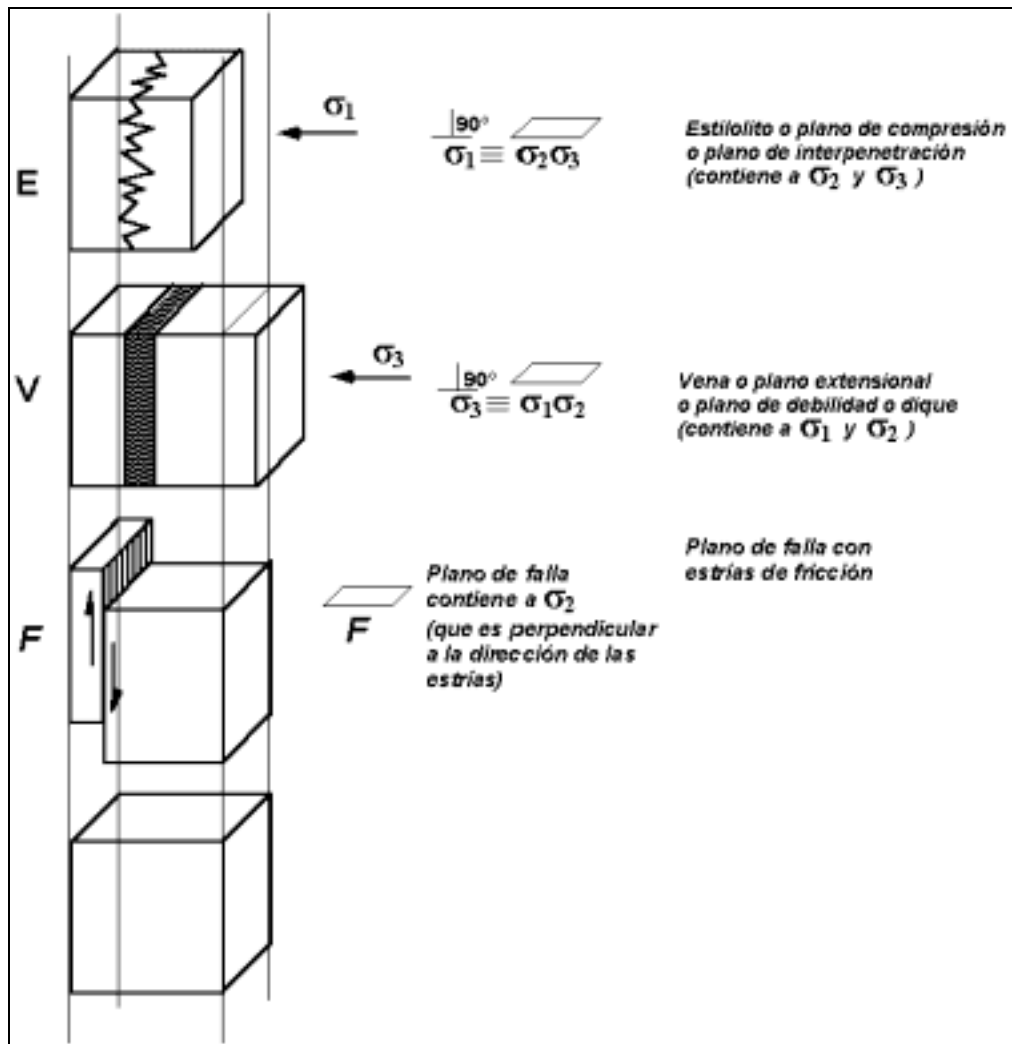


Fig. 25: Características de los tectoglifos: E (estilolito), V (vena), F (falla).

Las *venas de calcita*, u otro mineral, constituyen juntas de discontinuidad en la roca, donde las porciones de ambos lados se han separado entre sí, al tiempo que el hueco se ha rellenado, en general, con recristalización del mineral dominante en la roca. Se trata pues de un mecanismo de recristalización motivado por una liberación de la presión del fluido madre que satura la roca. El alargamiento resultante, cuyo sentido físico es el de una tracción, se orienta de manera estadísticamente coincidente con la componente menor σ_3 del elipsoide, es decir, que el plano de la vena es ortogonal, siempre estadísticamente, a σ_3 . Y, por tanto, conteniendo al plano (σ_1, σ_2) . (Figura 25)

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 venas de calcita sean sensiblemente ortogonales cuando corresponden a una misma fase tectónica.

Las *estrías de fricción*, en los planos de falla, indican que existe un desplazamiento definido por las estrías entre ambos lados del plano de falla como

consecuencia de la existencia de determinadas componentes de cizalla, indicando por tanto, que dicho plano de falla contiene a σ_2 (Figura 25). En este caso el plano de falla forma un cierto ángulo α , con la componente mayor σ_1 del elipsoide. El valor de α 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 $\varphi = 90^\circ - 2\alpha$.

Las fallas pueden ser de tres tipos dependiendo de que componente σ_1 , σ_2 ó σ_3 sea la vertical:

- Normales, cuando σ_1 es vertical. (Figura 26).

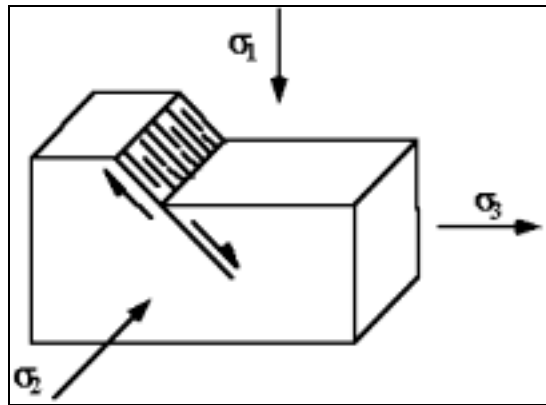


Fig. 26:Esquema de una falla normal.

- Inversas, cuando σ_3 es vertical. (Figura 27).

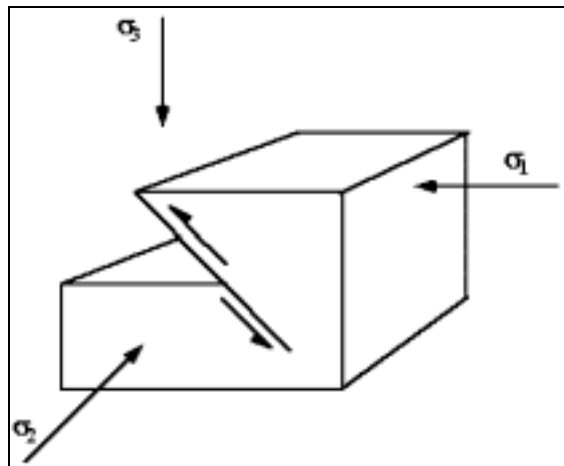


Fig. 27: Esquema de una falla inversa

- Transcurrentes, cuando σ_2 es vertical. (Figura 28).

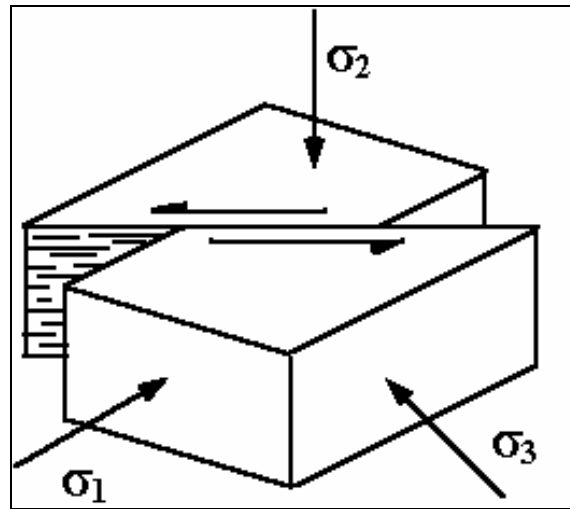


Fig. 28: Esquema de una falla transcurrente.

A su vez, las clasificaremos en *dextral* y *senestral*. (Figura 29)

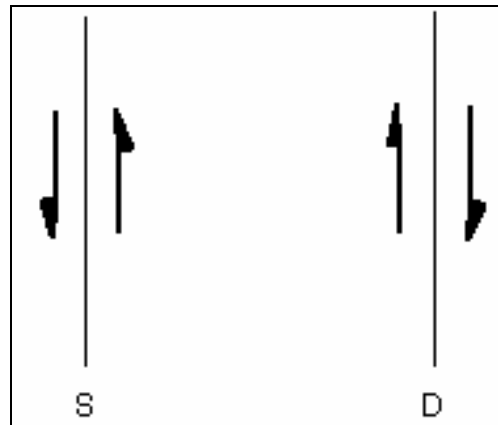


Fig. 29: Esquema de falla senestral (S) y dextral (D).

A efectos prácticos, los planos de falla, estilolitos y venas no constituyen en realidad verdaderos planos geométricos, debido a que la roca no es isótropa ni homogénea, lo que se traduce en fluctuaciones en torno a la orientación media del tectoglifo en cuestión. Su significación se encuentra pues, también sujeta a las leyes de la estadística.

Todos estos tectoglifos, que aparecen relacionados en la naturaleza, pueden tomar cualquier dirección con respecto al plano de estratificación.

La situación más favorable para la definición del elipsoide nos viene dada cuando se presentan conjugados dos o más tectoglifos diferentes: Fallas Conjugadas, Falla-Vena, Estilolito-Vena, Falla-Estilolito.

5.1.3.1 FALLAS CONJUGADAS

- La componente intermedia σ_2 del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de falla.
 - La componente mayor σ_1 se sitúa en la bisectriz de la cuña que genera acortamientos.
 - La componente menor σ_3 se sitúa en la bisectriz de la cuña que genera alargamientos.
 - Las tres componentes del elipsoide σ_1 , σ_2 , σ_3 son ortogonales entre sí.
- (Figura 30).

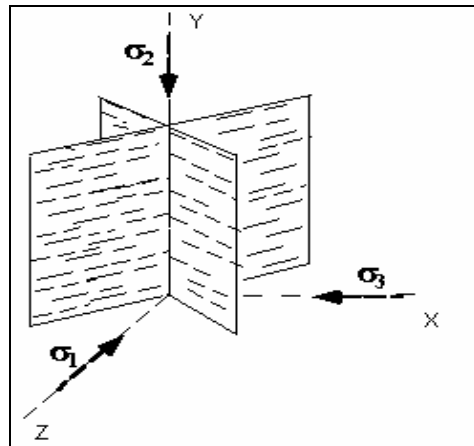


Fig.30: Relación entre los ejes del elipsoide y la conjunción Falla-Falla.

5.1.3.2 FALLA-VENA

- La componente intermedia σ_2 del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de tectoglifos.
 - La componente mayor σ_1 se encuentra contenida en el plano de la vena en una dirección ortogonal a σ_2 .
 - La componente menor σ_3 se sitúa en la dirección ortogonal al plano de la vena.
 - Las tres componentes del elipsoide σ_1 , σ_2 , σ_3 son ortogonales entre sí.
- (Figura 31).

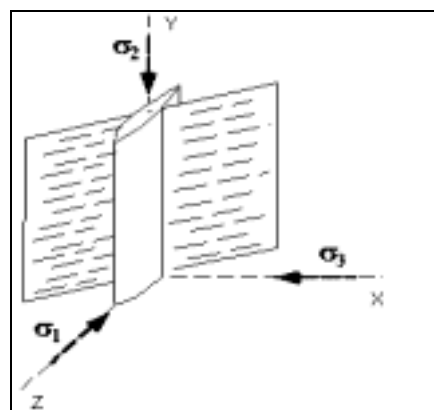


Fig. 31:Relación entre los ejes del elipsoide y la conjunción Falla-Vena.

5.1.3.3 ESTIOLITO-VENA

- La componente intermedia σ_2 del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de tectoglifos.
- La componente mayor σ_1 se encuentra contenida en el plano de la vena, y su dirección es ortogonal a σ_2 .
- La componente menor σ_3 se encuentra contenida en el plano del estilolito, con dirección ortogonal a σ_2 .
- Las tres componentes del elipsoide σ_1 , σ_2 , σ_3 son ortogonales entre sí. (Figura 32).

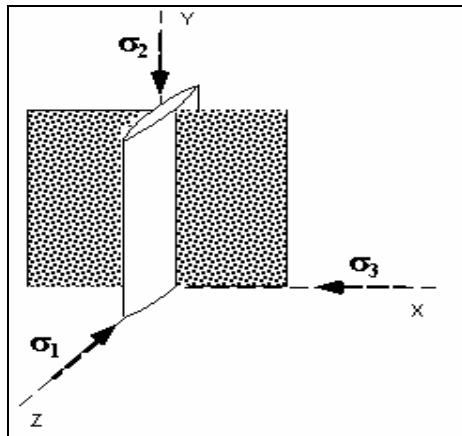


Fig. 32:Relación entre los ejes del elipsoide y la conjunción Estilolito-Vena.

5.1.3.4 ESTIOLITO-FALLA

- La componente intermedia σ_2 del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de tectoglifos.
- La componente mayor σ_1 se encuentra contenida en una dirección ortogonal al plano del estilolito.
- La componente menor σ_3 se encuentra contenida en el plano del estilolito, con dirección ortogonal a σ_2 .

· Las tres componentes del elipsoide σ_1 , σ_2 , σ_3 son ortogonales entre sí. (Figura 33).

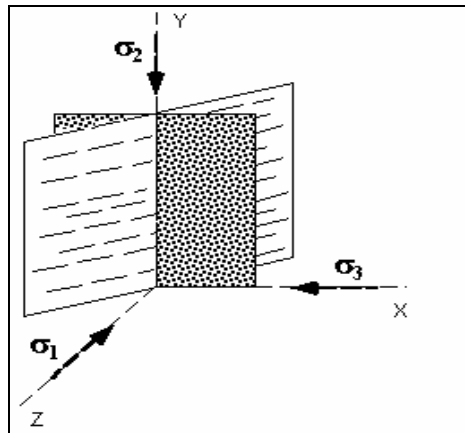


Fig.33: Relación entre los ejes del elipsoide y la conjunción Estilolito-Falla.

Estas situaciones no son las únicas que nos permiten definir el elipsoide de deformación. Existen muchas otras frecuentemente utilizadas en el análisis estructural, pero las que hemos descrito presentan la ventaja, de cara al estudio del karst, de que son muy abundantes en las calizas, que son las rocas donde tienen lugar preferentemente los procesos kársticos.

5.1.4 SECUENCIA Y CARÁCTER DE LAS FASES TECTONICAS

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; por un lado conocer la antigüedad relativa de cada fase, y por otro 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 las componentes del elipsoide, sin más que filtrar, anulándolas, aquellas conjunciones que den elipsoides con componentes alejados de la ortogonalidad.

Como todavía, tras este filtrado de datos, algún elipsoide, que cumpla aleatoriamente la condición de ortogonalidad aún siendo falso, pudiera darse como

bueno, la solución no es otra que en una segunda etapa aumentar la población estadística de las conjunciones leídas, para dejar fuera del intervalo de confianza los casos aleatorios.

El carácter de las fases tectónicas, viene definido en función de cuál sea la componente del elipsoide más vertical de los tres, así:

- Cuando σ_1 sea vertical, la fase tectónica es distensiva o de reajuste.
- Cuando σ_2 sea vertical, la fase tectónica es transcurrente.
- Cuando σ_3 sea vertical, la fase tectónica es compresiva.

En realidad, pueden presentarse todo tipo de casos intermedios.

5.2 METODOLOGÍA

5.2.1 HIPOTESIS DE TRABAJO

El *Método* se basa en dos hipótesis, una cualitativa y otra cuantitativa:

· La *cualitativa* se basa en la existencia de una preparación tectónica del karst, que prefigura la disposición de la red tridimensional de conductos de drenaje en función de su historia estructural.

· La *cuantitativa* indica que las direcciones más probables de drenaje se organizan dentro de los planos que contienen a las componentes mayor σ_1 , e intermedia σ_2 de los diferentes elipsoides medidos, es decir, los planos (σ_1, σ_2) . Son, por consiguiente, en cada caso, ortogonales a las componentes mínimas σ_3 de cada elipsoide en cuestión.

Sobre la base de estas dos hipótesis se definen, estadísticamente, las direcciones preferenciales de drenaje.

5.2.2 TRATAMIENTO DE LA INFORMACION Y REPRESENTACION

Los datos obtenidos en campo se tratan, con la herramienta que proporciona la proyección estereográfica, teniendo en cuenta que, para cada conjunción, los esfuerzos normales se orientan de forma distinta.

Para este análisis se acude a la proyección estereográfica, mediante la representación en falsilla equiangular de Wulff y en falsilla equiareal de Schmidt.

Los planos medidos se reflejan en ellas por un círculo máximo o por un polo. Cuando se trabaja con datos estadísticamente representativos se pueden definir, en el

espacio, las modas existentes, sobre la base de la densidad de dichos polos cuantificada con la falsilla de Kalsbeek.

Veamos cómo quedan definidos los elipsoides teniendo en cuenta la información obtenida en cada tipo diferente de conjunción, utilizando la falsilla equiangular de Wulff.

5.2.2.1 CONJUNCION ESTIOLITO-VENA

- Representar el plano del estilolito E y su polo P_E .
- Representar el plano de la vena V y su polo P_V .
- Situar σ_2 en la conjunción de los planos E y V.
- Situar σ_1 a 90° de σ_2 sobre el plano V.
- Situar σ_3 a 90° de σ_2 sobre el plano E.
- Si la distancia entre σ_1 y P_E y/o σ_3 y P_V está comprendida en un entorno de 20° , el elipsoide definido se da como bueno, eliminándose en caso contrario. (Figura 34).

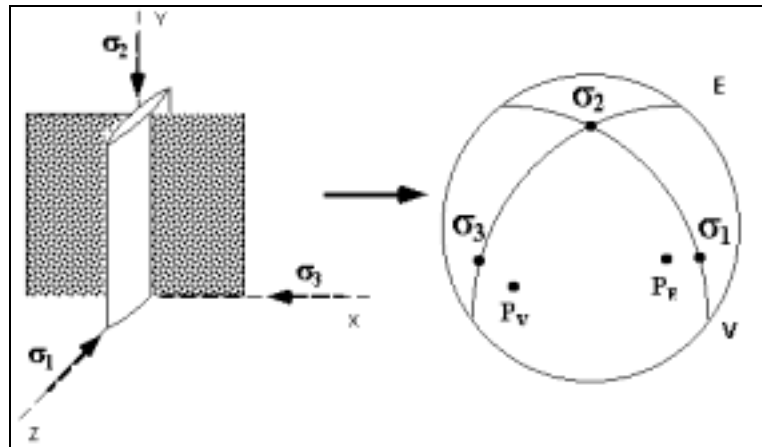


Fig. 34: Definición del elipsoide de la conjunción Estilolito-Vena.

5.2.2.2 CONJUNCION ESTIOLITO-FALLA

- Representar el plano del estilolito E.
- Representar el plano de falla F.
- Situar σ_2 en la conjunción de los planos E y F.
- Situar σ_3 a 90° de σ_2 sobre el plano E.

- Dibujar el plano de referencia R (que pasa por σ_3) cuyo polo es σ_3 .
- Situar σ_1 a 90° de σ_3 sobre el plano R. (Figura 35).

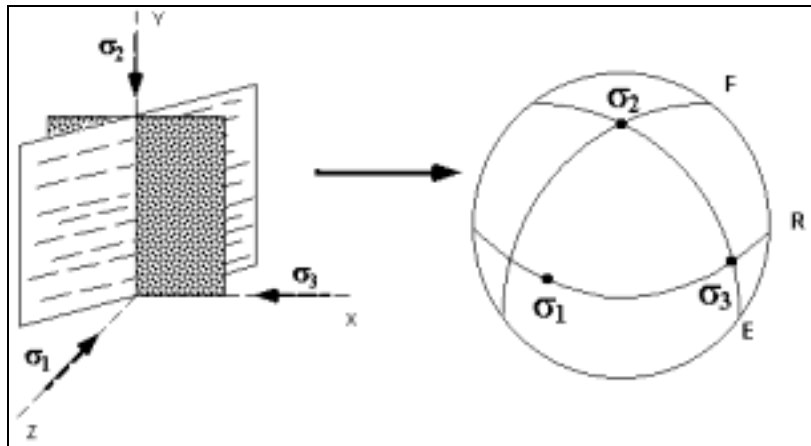


Fig. 35: Definición del elipsoide de la conjunción Estilolito-Falla.

5.2.2.3. - Conjunción Vena-Falla.

- Representar el plano de la vena V.
- Representar el plano de la falla F.
- Situar σ_2 en la conjunción de los planos V y F.
- Situar σ_1 a 90° de σ_2 sobre el plano V.
- Dibujar el plano de referencia R (que pasa por σ_1) cuyo polo es σ_2 .
- Situar σ_3 a 90° de σ_1 sobre el plano R. (Figura 36).

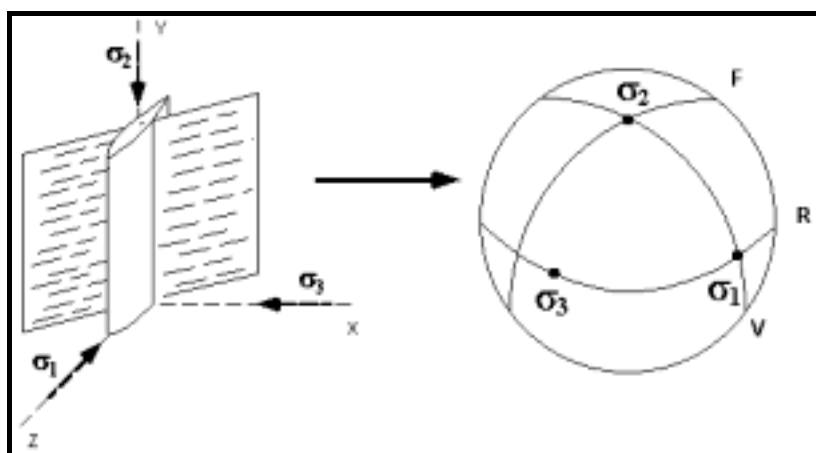


Fig. 36: Definición del elipsoide de la conjunción Vena-Falla.

5.2.2.4 FALLAS CONJUGADAS

- Representar el plano de la primera falla F_1 .
- Representar el plano de la segunda falla F_2 .
- Situar σ_2 en la conjunción de los planos F_1 y F_2 .
- Dibujar el plano de referencia R con polo en σ_2 . El plano R corta a los planos F_1 F_2 en los puntos N y M.
- En el punto medio entre N y M, situar sobre el plano R:
 - σ_1 cuando la cuña forme un ángulo agudo.
 - σ_3 cuando la cuña forme un ángulo obtuso.
- A 90° sobre el plano R estará el correspondiente σ_3 ó σ_1 . (Figura 37).

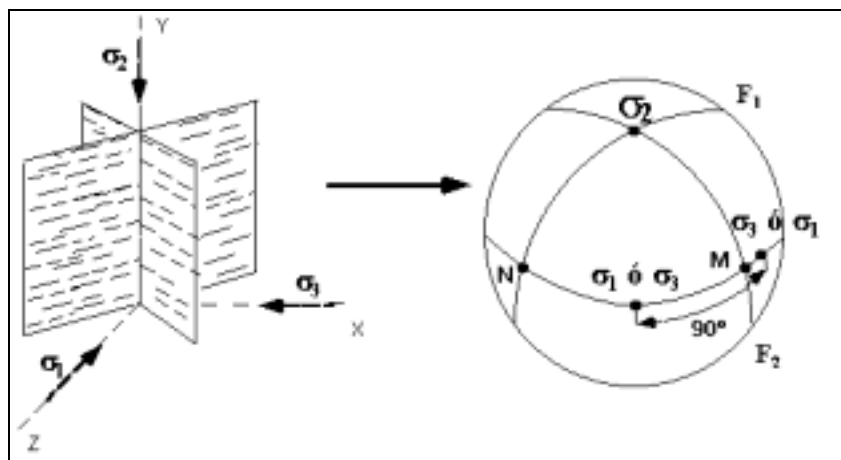


Fig. 37: Definición del elipsoide de la conjunción Fallas Conjugadas.

5.2.2.5 FALLA UNICA

- Representar el plano de la falla única F_u y su polo P_F .
- Representar el punto correspondiente al pitch P sobre el plano F_u .
- Representar el plano de movimiento M, que consiste en el círculo máximo que contenga a P_F y P.
- Representar el polo P_M del plano M; P_M es σ_2 ; P_M ó σ_2 están contenidos en el plano F_u .
- Situar σ_1 a 30° del pitch P sobre el plano M, mediante el siguiente criterio:
 - A la izquierda de F_u cuando la falla sea Dextral (D).
 - A la izquierda de F_u si la falla es Sinistral (S).

- Situar σ_3 a 90° de σ_1 sobre el plano M.
- P_M y P están a 90° sobre F_u . (Figura 38).

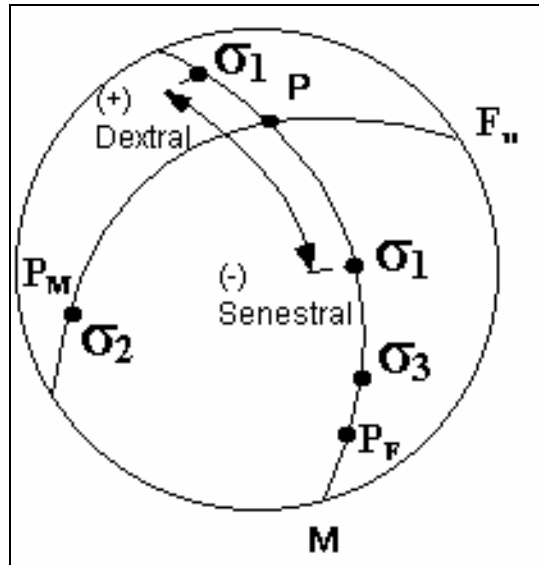


Fig. 38: Definición del elipsoide de la conjugación Falla Única.