

MORFOLOGIA E HIDROLOGIA
DEL KARST

LAS ROCAS CARBONATICAS

(Calizas y dolomías)

Por ALEJANDRO CARRERAS

(Recibido 9-1-70)

SUMMARY

The exposition of carbonates rocks. Defining the limestone and dolomite, their composition texture, extrusure and clasification where it can be produce the karstification. At the end the author deals with microporosity of such roks.

RESUME

Exposition des roches carbonatiques. En définissant les calcaires et dolomies (dolomites), leur composition, leur texture, leur structure et leur classification; où l'on donne principalement la Karstification. Finalement, on y traite de la microporositè des roches en question.

INTRODUCCION: LAS ROCAS KARSTIFICABLES

El mecanismo básico en el proceso de karstificación es el de la disolución de una roca fisurada por el agua. Si en la naturaleza no existieran rocas solubles, no existiría el karst. Sin embargo, no hemos de olvidar que en el proceso de karstificación actúan otros factores además del factor roca (o mejor dicho factores litoestratigráficos), tales como factores de tipo físico-químico, estructurales, geomorfológicos, climáticos, etc., que no son independientes, sino que actúan interrelacionados durante todo el proceso.

Si consideramos únicamente el grupo de factores litoestratigráficos, podemos considerar como principales en primer lugar el **grado de solubilidad** de las rocas. La mayoría de las rocas son muy poco solubles o insolubles, únicamente tienen cierta solubilidad las sales haloideas, sulfatos y carbonatos de distintos metales.

En segundo lugar podemos considerar la presencia de estas rocas en la superficie terrestre en cuanto a su **extensión y volumen**.

Estudiando los grupos de rocas más solubles y su distribución en la corteza terrestre obtenemos las siguientes conclusiones:

1.—**Las sales haloideas** son las rocas más solubles, sin embargo los yacimientos de estas rocas son poco importantes en cuanto a su extensión y volumen. La halita (ClNa) es la sal que abunda más y únicamente se encuentra formando masas importantes cuando, debido a su plasticidad, se acumula por la acción de esfuerzos

tectónicos en los llamados diapiros. El desarrollo de estos diapiros en la corteza terrestre no es importante y si la sal llega a asomar en la superficie se destruye con gran rapidez.

2.—**Los sulfatos** son rocas también muy solubles. El único sulfato que se deposita en gran cantidad es el sulfato cálcico que se encuentra en la naturaleza en forma anhidra: anhidrita (SO_4Ca) y comúnmente hidratado: yeso ($\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Los depósitos de yeso son mucho más abundantes que los de halita y pueden llegar a ser muy voluminosos y extensos. En general están mezclados con otras rocas poco o nada solubles de tipo arcilloso que dificulta la karstificación.

El karst en yesos presenta problemas específicos, principalmente debido a la naturaleza misma de la roca y su modo de deposición. Está todavía poco estudiado. Un rasgo esencial del mismo es el de su contemporaneidad, ya que debido a su gran solubilidad el karst, en estas rocas, evoluciona muy rápidamente, a escala humana, y no se conservan formas muy antiguas.

3.—**Los carbonatos** dentro del grupo de rocas solubles son las menos solubles. Los principales carbonatos que se presentan en la naturaleza son: el carbonato cálcico (CO_3Ca) y el carbonato cálcico-magnésico ($(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$). Estas sales forman las rocas denominadas calizas y dolomías. Su extensión actual en la superficie terrestre es muy importante (15%). Los depósitos de carbonatos pueden llegar a alcanzar espesores notables (miles de

metros) y su proporción en materiales insolubles puede llegar a ser mínima. Presentan una marcada fisuración y su solubilidad, aunque pequeña, es suficiente para que en el transcurso de los tiempos geológicos pueda irse desarrollando el karst.

Los rasgos esenciales del karst en estas rocas son: presencia importante, tanto en extensión como en volumen en la superficie terrestre y una karstificación lenta que permite una evolución a escala geológica. Debido a este último hecho habrá que tener en cuenta el **pasado histórico** de un karst en calizas si queremos comprender su situación actual.

En la actualidad se ha avanzado extraordinariamente en el estudio de las rocas carbonáticas, hasta tal punto que describir una roca como **caliza**, por ejemplo, es totalmente insuficiente.

Es conveniente, por tanto, que todos aquellos que están interesados en el karst tengan un conocimiento más preciso de los materiales en que tiene lugar el proceso de karstificación.

Por esta razón damos en este artículo un resumen de las características petrológicas más relevantes del grupo de las rocas carbonáticas, el más importante desde el punto de vista del estudio del karst.

Generalidades

Las rocas carbonáticas están constituidas principalmente por las llamadas calizas y dolomías.

El término caliza es muy general y abarca toda clase de rocas que contengan un porcentaje elevado de CO_3Ca (mayor del 50 %). En general se aplica únicamente a aquellas rocas en las cuales la fracción carbonática excede a los componentes no carbonáticos.

Se denomina a una roca dolomía cuando contiene más del 90 % de dolomita. Las relaciones, más usadas en la actualidad entre los dos grupos de rocas son las siguientes:

CALIZA:

Conteniendo más del 95 % de calcita y menos del 5 % de dolomita.

CALIZA MAGNESIANA:

De 90 a 95 % de calcita, 5 a 10 % de dolomita.

CALIZA DOLOMITICA:

De 50 a 90 % de calcita, 10 a 50 % de dolomita.

DOLOMIA CALIZA:

De 10 a 50 % de calcita, 50 a 90 % de dolomita.

DOLOMIA:

Conteniendo menos del 10 % de calcita y más del 90 % de dolomita.

Esta clasificación es debida a L. Cayeux y a F. J. Pettijohn, pero hay que tener en cuenta (FAIRBRIDGE, 1957) que en algunas calizas, los cristales de dolomita no comienzan a aparecer más que a partir del 15 % de CO_3Mg , por debajo de este valor, el magnesio está en forma de solución sólida. Es mejor, pues, fijar el límite del 15 % para separar las calizas magnesianas de las calizas dolomíticas.

LAS CALIZAS

Composición química

Están constituidas principalmente por CO_3Ca , en consecuencia su contenido en calcio y CO_2 será extremadamente alto, y constituyen en algunos casos más de 95 % del total. Otros componentes que a veces pueden ser importantes son el magnesio, que si excede del 1 al 2 % probablemente indica la presencia del mineral dolomita (CO_3) $_2\text{CaMg}$. Si la sílice (SiO_2) es excesiva, indica la presencia de mucho detrito no carbonático. Si la proporción de alúmina es también elevada, nos indica que existen minerales arcillosos.

Por excepción, una caliza puede ser notablemente rica en algún componente menor, tal como el fósforo, óxido de hierro o sulfuro.

Composición mineralógica. (Ver Tabla I, II)

Dado que las calizas son rocas carbonáticas, sus minerales esencialmente serán carbonatos, principalmente la calcita, dolomita y aragonito.

El aragonito es una forma inestable del CO_3Ca y se encuentra por consiguiente sólo en materiales recientes o bien se conserva si las condiciones son favorables para ello, pero nunca forma rocas. La dolomita es en su mayoría diagenética y reemplaza a la calcita. La siderita es un componente raro que en contacto con la atmósfera se oxida dando limonita ($\text{FeO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

TABLA I

PRINCIPALES MINERALES CARBONATICOS EN LA NATURALEZA

Serie de la Calcita (Trigonal)		Serie del Aragonito (Rómbico)	
CALCITA	CO_3Ca	ARAGONITO	CO_3Ca
DOLOMITA	$(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$	WITHERITA	CO_3Ba
GIOBERTITA	CO_3Mg (o Magnesita)	ESTRONCIANITA	CO_3Sr
DIALOGITA	CO_3Mn (o Rodocrosita)	CERUSITA	CO_3Pb
SIDERITA	CO_3Fe		
ANKERITA	$(\text{CO}_3)_2\text{Ca(FeMg)}$		

TABLA II

PROPIEDADES DE LOS MINERALES CARBONATICOS COMUNES

Mineral	Peso específico	Ng	Np	Ng-Np (birrefringencia)	Solubilidad en C_2H_2 diluído y frío	Observaciones
CALCITA	2,71	1,658	1,486	0,172	Marcada	Incolora en sección
DOLOMITA	2,87	1,679	1,502	0,177	Lenta	Hábito rómbico. Incolora.
GIOBERTITA	3,0 aprox.	1,700	1,510	0,190	Insoluble	
SIDERITA	3,89	1,875	1,633	0,242	Insoluble	Se altera en limonita.
ANKERITA	3,0 aprox.	1,765	1,555	0,210	Lenta	
ARAGONITO	2,94	1,686	1,682	0,156	Marcada	Biáxica (—) $2V=18^\circ$ Acicular, incolora.

Para comprender mejor los fenómenos de cristalización y metasomatismo de los minerales carbonáticos es útil conocer su estructura cristalina. La de la calcita es muy sencilla: los iones Ca y CO_3 alternan en las tres direcciones del espacio de forma parecida a la estructura cúbica (ver fig. 1) del ClNa, pero de la que difiere única-

mente magnesia, siendo esta estructura inestable. Pero si los iones Ca y Mg están en igual cantidad, pueden alternar regularmente con el CO_3 y la estructura es estable formando la dolomita. Por el contrario, el Mg y el Fe tienen casi el mismo diámetro, pudiendo haber isomorfismo entre la magnesita y la siderita mediante un intermediario que es la ankerita. (Fig. 2.)

El aragonito tiene una estructura más densa (lo que le da mayor densidad). No tolera ni Mg ni Fe en su estructura, pero sí puede encontrarse iones mayores Si, Ba así como el ión SO_4 .

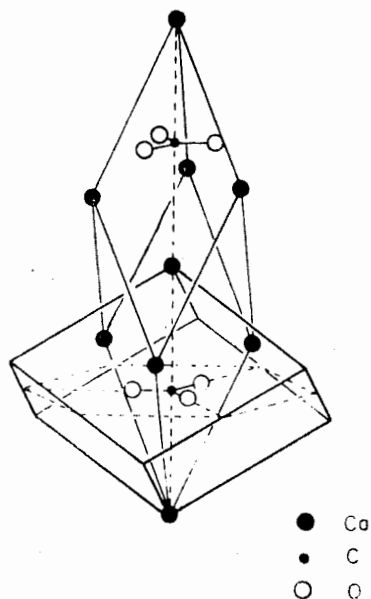


Fig. 1.—Estructura de la calcita, CO_3Ca . El romboedro obtuso corresponde al de exfoliación.

mente por el tamaño del ión CO_3 y por su asimetría. La estructura de los otros carbonatos CO_3Mg (magnesita) y CO_3Fe (siderita), es muy parecida e incluso la del carbonato doble, la dolomita $(CO_3)_2CaMg$. En un caso, uno de cada dos iones Ca se substituye por un ión Mg. Pero como el ión Ca tiene un 36 % de su tamaño superior al del ión Mg, no puede haber isomorfismo entre la calcita y la magnesita. No obstante una pequeña cantidad de magnesio puede encontrarse en la red de la calcita (ca-

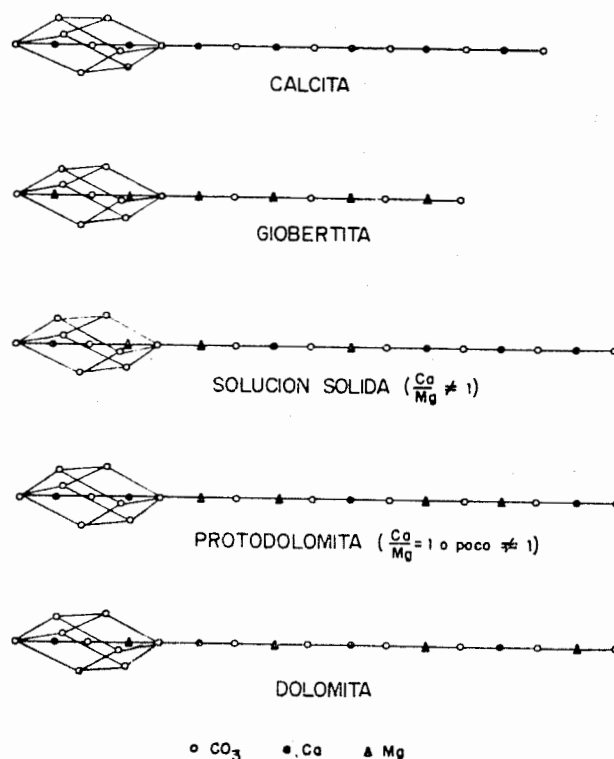


Fig. 2.—Estructura cristalina de la calcita-dolomita.

La sílice en forma de calcedonia o nódulos de sílex, es un componente frecuente en muchas calizas, también puede estar en forma diseminada o bien formando parte de granos detríticos.

El feldespato detrítico es un componente menor común de muchas calizas y dolomías.

Las calizas poseen, la mayoría de ellas, minerales arcillosos. La arcilla no se destaca en sección transparente a causa de su grano fino y de su diseminación, observándose, al atacar una caliza con ácido, como residuo insoluble.

Otros componentes menores son: la glauconita (silicato de Al y Fe) de color verde, que forma granos redondeados que localmente puede ser un componente abundante. Es un silicato diagenético de medio marino.

La fosforita aparece principalmente como residuo de conchas y espinas de peces. La pirita también aparece frecuentemente en forma de pequeños granos dispersos, que al oxidarse la roca se transforman en limonita.

La materia bituminosa es bastante abundante en algunas calizas, así muchas calizas oscuras deben su color a la materia orgánica que contiene y al partirlas exhalan un olor hediondo (calizas fétidas).

Texturas y estructuras

En razón de su origen poligénico, las rocas carbonáticas, en parte detríticas, en parte químicas y bioquímicas y en parte metasomáticas, presentan una variedad de texturas y estructuras muy grande. Sin embargo la mayoría de ellas, en cuanto a su forma de presentarse, son similares a otras rocas detríticas como las areniscas y lutitas. Sus texturas en gran parte fueron debidas a las corrientes o al régimen de oleaje en el lugar de deposición, ya que la forma de acumularse es la misma que la de otros sedimentos mecánicos.

Existen también estructuras orgánicas: biohémicas y de arrecife, que pueden alcanzar gran tamaño, las cuales son de gran importancia hidrogeológica. También existen estructuras algáceas que pueden formar acumulaciones importantes.

Sobreimpuestos a estas texturas y estructuras primarias hay varios rasgos producidos por disolución y reemplazamiento. También son frecuentes cambios metasomáticos: dolomitización, silicificación, que dan lugar a rocas con texturas granoblásticas comunes de rocas recristalizadas en estado sólido.

Clasificación

Modernamente se ha desarrollado el estudio de las calizas y han aparecido numerosas clasificaciones que pueden ser químicas, mineralógicas, genéticas, texturales, etc. Las mejores clasificaciones tienen una base genética y textural. Estas han surgido gracias al estudio de láminas transparentes de rocas y secciones pulidas que han permitido conocer los componentes básicos de las rocas carbonáticas.

Comparando las calizas con las rocas detríticas, son mucho más variadas y sobre todo más poligénicas. Así los fenómenos normales de transporte, desgaste, clasificación, sedimentación, características de las rocas detríticas, se añaden por una parte la acción de los organismos, y por otra, los fenómenos físico-químicos, de diagénesis, y metasomatismo de mayor importancia que en las rocas detríticas.

Por ello una clasificación puramente genética es difícil, ya que las rocas carbonáticas dan una imagen deformada del medio generador inicial.

Una clasificación ideal sería aquella en la que los criterios descriptivos utilizados tengan una significación genética.

Pettijhon (1957) clasifica las calizas en dos grandes grupos: alóctonas y autóctonas. En el primer caso, si el material que integra las calizas ha sido transportado y redepositado; en el segundo cuando están formadas "in situ" por la acumulación de estructuras orgánicas. Si su extensión es reducida se denominan calizas biohermales, si es de carácter más amplio, biostromales.

El primer grupo es el más amplio. Las denomina también calizas detríticas. Las divide en tres grandes grupos, siguiendo el orden de tamaños de Wentworth:

A) Calcilutitas: Rocas carbonáticas de grano de tamaño de limo (menor de 1/16 mm) depositadas mecánicamente y con un 50 % o más de detrito carbonático. Si son de grano excepcionalmente fino, denso, homogéneo y muestran fractura concoidea, se denominan: calizas litográficas. Estas fracciones finas de los granos de carbonato, aun cuando algunos pueden constituir las fracciones más finas de la abrasión marina, la mayoría son un precipitado químico o bioquímico.

B) Calcarenitas: Si el grano es del tamaño de arena (diámetro de 1/16 a 2 mm).

C) Calcirruditas: Si los fragmentos son de diámetro mayor de 2 mm. También se distingue otros tipos de roca: calizas conchíferas, cuando la fracción detrítica está compuesta principalmente por restos de conchas de lamelibranchios, encrinidas, si son restos de crinoideos. A estos tipos de calizas también se denominan conglomerados organógenos. En las calcarenitas, en las que los oolitos constituyen el elemento principal, se denominan calcarenitas oolíticas. Si la roca contiene abundantes restos no esqueléticos, ni oolitos, se denominan calcarenitas líticas, en el caso de que no predomine ningún componente se denomina espergenita (la caliza de Spergen, Indiana, USA, es una roca de este tipo).

Las principales facies petrográficas de los sedimentos calcáreos marinos según Strakhov (1962) son

- 1.—Calizas arrecifales
- 2.—Calizas biomórficas
- 3.—Calizas órgano-detríticas
- 4.—Calizas detríticas
- 5.—Calizas microgranulares o pelitomórficas.

1.—**Calizas arrecifales:** Son calizas formadas por organismos, estromatopóridos, algas y corales, que viven y mueren "in situ" formando con sus esqueletos edificios morfológica y genéticamente complejos. Morfológicamente se pueden dividir en tres grupos: biostromas, biohermes y biostelas.

BIOSTROMAS: Constituyen masas estratificadas en capas delgadas que apenas sobresalen por encima del nivel de sedimentación circundante. En estado fósil los biostromas forman lentejones convexos de dimensiones variadas. Los biostromas se formaron en mares muy someros de pendientes muy suaves que impidieron el crecimiento del arrecife en altura y dando lugar a que se formaran estructuras en capas.

Los biostromas son característicos de áreas de plataforma.

BIOHERMES: Los biohermes forman masas que emergen de los fondos colindantes a modo de colinas escalonadas, formando lentejones de gran espesor en comparación con sus equivalentes laterales. Los biohermes se forman en regiones de subsidencia que permite a los organismos construir una potente masa arrecifal. Son típicos de depresiones marginales y regiones geosinclinales.

BIOSTELAS: Son masas arrecifales en forma de columna. Se originan en zonas con fuerte subsidencia. Su potencia llega a ser la misma que la de los materiales calizos y calcoarcollosos que se depositan en su alrededor.

2.—**Calizas biomórficas:** Relacionadas con las calizas de facies arrecifal, ya que son depósitos de esqueletos de organismos acumulados en los mismos lugares en que aquéllos vivieron, pero diferenciándose netamente de las acumulaciones arrecifales en cuanto a modo de deposición y estructuras resultantes.

Las calizas biomórficas forman capas de espesor variable (de hasta varios metros) que van siendo reemplazadas gradualmente por capas de calizas o calizas arcillosas sincrónicas de espesores similares.

La estructura de las calizas biomórficas se caracteriza por la abundancia de conchas: acumulaciones de esqueletos de foraminíferos (fusulinidos o nummulitidos), gasterópodos, braquiópodos, lamelibranquios, equinodermos y otros, cementados por material arcilloso, limoso o carbonático.

Una característica de estas rocas consiste en que la mayoría de los esqueletos están enteros y no rotos. Únicamente las calizas formadas por restos de crinoideos contienen esqueletos fragmentados. El cemento es siempre minoritario en estas rocas.

La acumulación de conchas de microorganismo, tales como microforaminíferos y cocolitofóridos, constituyen también depósitos de calizas biomórficas. A estas rocas se las denomina **creta**, debido al pequeño tamaño de los esqueletos dan lugar a depósitos con elementos del tama-

ño del limo, por lo que pierden su carácter específico de roca biomórfica, macroscópicamente se clasifican como rocas de grano limoso o pelítico. Estas últimas son formaciones de aguas profundas.

3.—**Calizas órgano-detriticas:** Son acumulaciones de fragmentos de conchas, más o menos rodados, de organismos variados: braquiópodos, briozoos, crinoideos, equinodermos, gasterópodos, pelecípodos y otros. La composición de los restos orgánicos cambia con rapidez. La acción del oleaje es el principal factor causante de la rotura de los esqueletos. Forman capas cuyos elementos tienen un tamaño que varía desde el de la arena gruesa al del limo. Contiene también cuarzo en forma de granos de arena o limo.

Son frecuentes los oolitos, los cuales pueden constituir capas asociadas con fragmentos de conchas o como único elemento.

Estas calizas presentan estructuras análogas a las de las rocas terrígenas debido a que sus elementos experimentan cierto transporte (acción del oleaje y de las corrientes marinas), tales como estratificación cruzada, gradación en sus elementos, etc.

4.—**Calizas detriticas:** Están formadas por fragmentos erosionados de antiguas rocas carbonáticas. Las estructuras y texturas de las calizas detriticas dependen de la naturaleza y régimen hidrodinámico del mar y en general forman tipos estructurales similares a los de las rocas detriticas terrígenas. Son depósitos siempre costeros.

5.—**Calizas pelitomórficas:** Consisten en masas homogéneas de pequeños granos de calcita (0,005 a 0,001 mm), en general completamente azoicas. A veces contienen fragmentos de braquiópodos, pequeñas conchas de foraminíferos, corales aislados y fragmentos de crinoideos. La proporción de material terrígeno es muy pequeña (0,5 a 2 %). La estructura de estos depósitos es, en general, masiva; a veces forma capas muy delgadas. La facies sedimentaria de estos depósitos es variada, pueden ser de aguas salobres de poco fondo, depósitos de mares muy someros, lagunares o lacustres. También pueden formar parte de depósitos de aguas muy profundas.

Una clasificación moderna, que se está adoptando internacionalmente, es la de Folk (1957-1959).

En esta clasificación distingue, en una roca caliza, los elementos que la componen y el cemento que une estos elementos. Estos son (Fig. 3):

A) **Constituyentes terrígenos:** Formados por detritos procedentes de la erosión de terrenos situados alrededor de la cuenca sedimentaria y que han sido transportados en forma de partículas sólidas: granos de cuarzo, feldspatos, minerales arcillosos, minerales pesados, etc.

B) **Constituyentes aloquímicos o aloquems:** Palabra propuesta por Folk para determinar todo aquel material que tiene un origen químico o bioquímico, precipitado dentro de la cuenca sedimentaria. No son precipitados

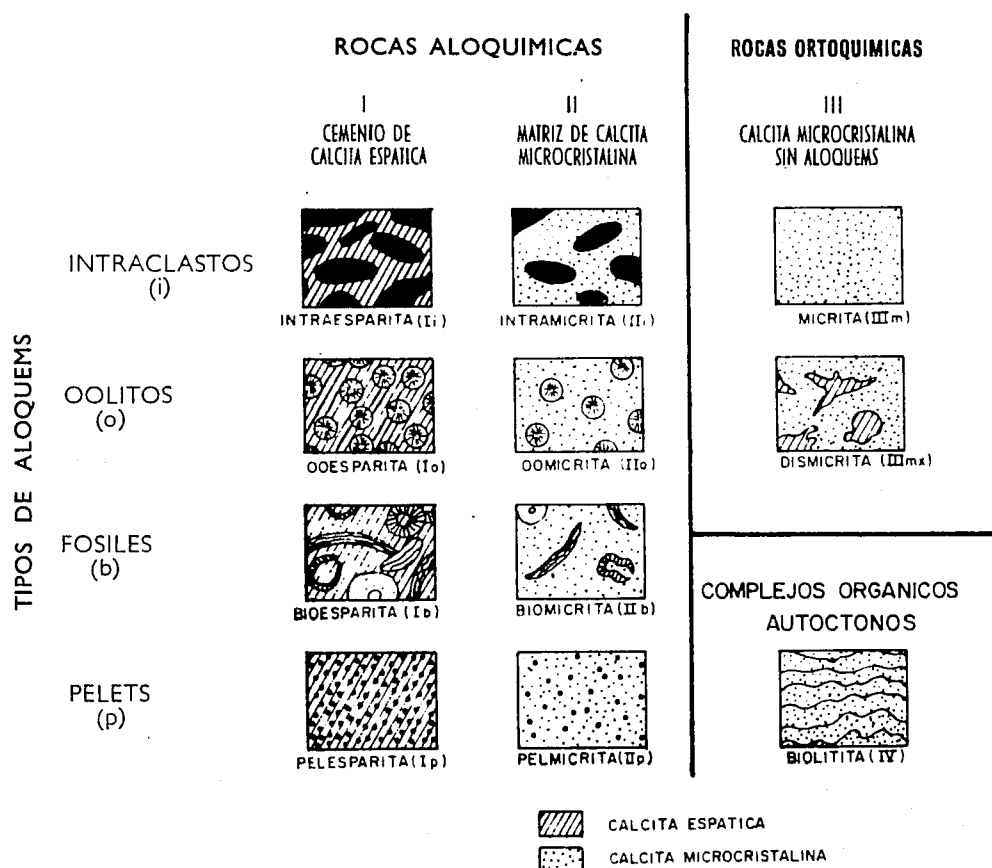


Fig. 3.—Esquema gráfico de los distintos tipos de calizas, según Folk.

químicos ordinarios, tal como lo concibe el químico, sino que son complejos que han alcanzado un orden de organización más elevado y que, en general, han sufrido un transporte. Estos son los principales componentes de las calizas y se distinguen cuatro tipos: los "intraclastos", los "oolitos", los "fósiles" y los "pelets".

1.—**Intraclastos:** Este término fue introducido para designar fragmentos de calizas procedentes de una erosión e inmediata resedimentación dentro de la misma cuenca sedimentaria. Por lo tanto, los estratos calizos que forman proceden de otro de distinto grado de litificación y consolidación. Algunos intraclastos proceden de limos calizos superficiales, plásticos y cohesivos, que al resedimentarse se deforman. Otros proceden de rocas ya consolidadas, conservándose en forma de pequeños fragmentos. No hay que confundir rocas formadas por intraclastos con otras constituidas por fragmentos de calizas más antiguas, de las cuales ya hablaremos luego, que se denominan: clacilitas.

El tamaño de los intraclastos puede variar desde el de la arena fina hasta el de los cantos, formando entonces brechas intraformacionales. Normalmente se hallan

bien rodados y de forma esférica o muy discoidal. Los intraclastos pueden formar un tipo de calizas o dolomías, pero normalmente están mezclados con otros componentes, tales como fósiles, oolitos, pequeñas partículas de cuarzo, pelets y otros intraclastos antiguos, siendo, sin embargo, el principal elemento para diagnosticar qué tipo de caliza se trata. A veces algunos están compuestos exclusivamente por calcita microcristalina (por ejemplo, en el caso de las calizas litográficas) y entonces es difícil diferenciarlos de los pelets, sobre todo cuando el tamaño se aproxima a los 0,2 mm.

2.—**Oolitos:** Son partículas calizas que tienen una estructura constituida por un núcleo que puede ser un intraclasto, un pelet o un fósil envuelto por capas concéntricas de calcita o formando radios.

3.—**Fósiles:** La petrografía de los fósiles ha sido objeto de numerosos trabajos. Sin embargo, tanto los fósiles sedentarios como los transportados se agrupan dentro de los componentes aloquímicos, excepto aquéllos, como los corales o algas que forman estructuras de gran tamaño "in situ", formando masas resistentes y relativamente inmóviles (por ello se ha considerado como un grupo de

rocas aparte). El clasificar a los fósiles como aloquems es bastante lógico, ya que en parte han sido transportados e incluso rotos y erosionados de la misma forma que los oolitos y los intraclastos. La cuestión es de si los fósiles sedentarios deben considerarse como aloquems cuando no demuestran si han sido transportados o erosionados. Sin embargo es poco importante el conocer, por ejemplo, si un braquiópodo enterrado en el limo calcáreo vivió y murió en aquella posición o si se desplazó durante algún tiempo antes de su muerte. Por consiguiente, todo fósil o fragmento del mismo se considerará como aloquem. En algunos casos, si se desea especificar la naturaleza sedentaria de los fósiles, puede usarse un adjetivo modificando el nombre de la roca determinada.

Algunas rocas contienen fósiles que tienen pegados pedazos de sedimento calcáreo. Estos casos excepcionales pueden considerarse como intraclastos, ya que forman parte de un anterior depósito erosionado y resedimentado.

4.—**Pelets:** Son cuerpos redondos, esféricos u ovoides sin estructura interna, formados por un agregado de calcita microcristalina. En general, sorprende la uniformidad de forma y tamaño en una misma roca, pudiendo alcanzar desde 0,03 mm hasta 0,15 mm. En general, el tamaño más frecuente es el de 0,04 - 0,08 mm. No se conoce todavía su origen; algunos autores los consideran como restos fecales de invertebrados. No hay que confundirlos con los oolitos por carecer de su estructura concéntrica o radial característica o con los intraclastos por carecer de estructura interna, igualdad de forma, muy bien clasificados y de tamaño menor. Ya hemos dicho anteriormente que en algunos casos es muy difícil determinar si son pequeños intraclastos homogéneos o pelets de gran tamaño.

C) **Constituyentes ortoquímicos u "ortoquems":** Se incluye todo material precipitado dentro de la cuenca de deposición que no haya sufrido un transporte posterior. Sólo son importantes tres tipos de constituyentes: la calcita microcristalina o limo calcáreo, la calcita cristalizada o espática y otros por reemplazamiento o recristalización de minerales.

1.—**Calcita microcristalina (micrita):** Calcita formada por granos de 1 a 4 micras de diámetro, generalmente subtranslúcidos. En sección delgada se observa una co-

loración parada. Es el resultado de una precipitación química o bioquímica en el seno del agua marina. Este precipitado cae al fondo y es removido por corrientes débiles de forma parecida a lo que ocurre con la nieve, la cual también cae a través de un fluido (la atmósfera), depositándose en el suelo y en parte es barrida por el viento, acumulándose localmente o formando pequeñas crestas. Algunos fragmentos calizos del mismo tamaño (la 4 micras) pueden tener un origen distinto (fragmentos de conchas, etc.), pero por ser difícil su interpretación y poca su cantidad, se incluyen en este tipo de precipitado químico. Las rocas formadas únicamente por caliza microcristalina constituyen las llamadas micritas (calizas litográficas); también constituye la matriz de calizas poco lavadas y forma pelets, intraclastos y también algunos oolitos.

2.—**Calcita espática:** Este tipo de calcita generalmente forma granos o cristales de 10 micras o más de diámetro y se distingue de la calcita microcristalina por su transparencia y por su tamaño mayor. A veces existe cierta dificultad en diferenciar estos dos tipos de calcita, genéticamente distintos, sobre todo cuando el tamaño de grano de la calcita espática es pequeño, ya que la transparencia va condicionada al tamaño de grano. Afortunadamente estos casos son poco frecuentes. La calcita espática normalmente rellena los poros de la roca y precipita "in situ" al mismo tiempo que el sedimento, tal como la sal cristaliza en las paredes de un vaso. El tamaño de los cristales de calcita depende de los huecos y del tiempo de cristalización. En la mayoría de calizas el tamaño oscila entre 0,02 a 0,10 mm. Algunos cristales alcanzan 1 mm en calizas con poros grandes, pero no es frecuente.

En algunos casos, la calcita espática no es el resultado de la precipitación química, sino que se ha formado por recristalización de calcita microcristalina.

3.—**Otros:** Forman parte, además de los constituyentes ortoquímicos, aquellas inclusiones minerales de reemplazamiento post-deposicional o recristalización. La dolomita forma series paralelas con la calcita y puede ser debida a precipitación directa, como la calcita microcristalina o bien cristalizando en los poros de la roca, como la calcita espática o mediante reemplazamiento.

Algunas variedades de cuarzo, calcedonia, evaporitas, pirita, etc. pueden tener un origen ortoquímico por precipitación en los poros de la roca o como minerales de reemplazamiento en algunas calizas.

CUADRO PARA LA CLASIFICACION DE LAS ROCAS CARBONATADAS

La clasificación de Folk se basa fundamentalmente en establecer las siguientes familias de rocas:

- I Rocas aloquímicas con cemento espático.
- II Rocas aloquímicas con cemento microcristalino.
- III Rocas microcristalinas.
- IV Biohermes o estructuras orgánicas "in situ".
- V Dolomías de reemplazamiento.

Las tres primeras familias se subdividen distinguiendo los tipos de aloquems y sus relaciones volumétricas:

- A) con 25 % o más de intraclastos = **rocas intraclásticas (i)**
- B) con 25 % o más de oolitos = **rocas oolíticas (o)**
- C) rocas con menos del 25 % de intraclastos y menos del 25 % de oolitos.

En este último caso se considera la relación entre el volumen de los fósiles y los pelets:

- 1 Relación mayor que 3:1 = **rocas blógenas (b)**
- 2 Relación menor que 1:3 = **rocas de pelets (p)**
- 3 Si la relación es intermedia entre 3:1 y 1:3 se denomina **rocas de pelets-blógena (pb)**

También cabe distinguir el tamaño de los aloquems, distinguiéndose:

- a) aloquems mayores de 1 mm = calcirruditas o doloruditas (en caso de dolomías (Lr — Dr)
- b) aloquems entre 0,0625 y 1 mm = calcarenita o dolarenita (La — Da).
- c) aloquems inferiores a 0,0625 = calcilutita o dololutita (LI — DI)

El tipo I de calizas (rocas aloquímicas con cemento espático) equivalen a los conglomerados terrígenos o a las areniscas, con materiales bien seleccionados, en que las partículas sólidas (en este caso "intraclastos, oolitos, fósiles y pelets"), se han acumulado juntos mediante corrientes intensas o persistentes capaces de arrastrar cualquier partícula microcristalina las cuales si no, se hubiesen acumulado como matriz. Los huecos intersticiales se rellenan directamente por calcita espática que cementa a los granos. Estas calizas espáticas tienen texturas y estructuras similares a las rocas terrígenas: estratificación cruzada, orientación, selección y abrasión de los granos, etc. La proporción relativa de cemento de calcita espática y aloquems varía dentro de unos límites bastante estrictos debido a las limitaciones del empaquetamiento, dado que la calcita espática normalmente no forma rocas por sí misma.

Este tipo de calizas se forma generalmente en las playas, o bajos submarinos, pero se pueden también formar en zonas de menor energía, en las que por alguna razón no se produce o no puede existir limo calcáreo (matriz microcristalina o micrita).

El tipo II de calizas (rocas microcristalinas aloquímicas) contiene también aloquems, pero las corrientes no fueron lo suficientemente persistentes o fuertes para eliminar el barro microcristalino, el cual queda como matriz. Estas rocas equivalen texturalmente a las areniscas o conglomerados arcillosos, que tienden a tener poco cemento químico. La pasta microcristalina puede formar

una roca por sí misma y cargarse de un porcentaje de aloquems variable, por lo que el límite entre el tipo II y tipo III (rocas microcristalinas) es arbitrario y Folk lo ha fijado en un 10 % de aloquems.

En algunas rocas se observa transición entre el grupo I y II, que indican corrientes débiles o de corta duración o una rápida velocidad de formación de pasta microcristalina. Puede ser interesante reconocer estas rocas, pero no para formar un grupo de rocas aparte, por lo que se las denomina "bioesparita poco lavada" si tiene igual cantidad de esparita que de micrita.

El tipo III de calizas (rocas microcristalinas) representan el extremo opuesto del tipo I. Esta roca implica al mismo tiempo una velocidad rápida de precipitación, junto con ausencia de corrientes fuertes persistentes. Texturalmente corresponden a las arcillitas de las rocas terrígenas. La mayor parte están formadas en zonas lacustres protegidas, poco profundas, o en amplios bancos de arena sumergidos de poco relieve y de profundidad moderada donde la acción de las olas está cortada por la gran extensión del banco. Algunas también pueden formarse en zonas más profundas fuera de la costa.

Algunas capas de micrita pueden haber sido removidas por corrientes de fondo y redepositadas rápidamente, pero sin la producción de intraclastos diferentes, se usa para ellas un nombre especial: dismicritas. Parecen ser muy comunes en las facies de calizas lacustres poco profundas pero protegidas.

Parte de algunas calizas están formadas por estruc-

turas orgánicas que han crecido "in situ" formando una masa resistente y coherente, como por ejemplo muchos biohermes. Se clasifican en el tipo IV y se denominan biolilitas. Esta clase de rocas es muy compleja y necesita más subdivisiones, por ejemplo, según los tipos de organismos. Probablemente es mejor dar simplemente una descripción general para cada caso. Si estas estructuras orgánicas están rotas y redepositadas, la roca que resulta se considera formada por derrubios biogénicos, y situada dentro del tipo I ó II, según el material Interfacial.

Esta primera división en tipos nos da una idea de la energía física del medio. Estos tipos o familias pueden subdividirse atendiendo a la parte aloquímica, la cual está formada por: intraclastos, oolitos, fósiles y pelets. Los intraclastos son los más importantes, ya que indican aguas poco profundas, descenso de la base de las olas o un posible levantamiento tectónico, por lo que denominaremos roca intraclástica a aquella que posea un 25 % de aloquems en forma de intraclastos, aun cuando posea un 70 % de fósiles, oolitos o pelets. Si tiene menos del 25 %, se determina la proporción de oolitos; si la roca contiene más del 25 % de oolitos, se denominará roca oolítica, en caso contrario se determina la relación de fósiles a pelets.

En esta clasificación las rocas se denominan combinando sílabas que representan los dos aspectos principales de la roca. La primera parte de la palabra se refiere a la composición de los aloquems, y la segunda al carácter del material interaloquem. Por ejemplo: "intraesparita" (intraclastos cementados por calcita espática); "pelmicrita" (pelets con cemento microcristalino), etcétera. Se puede usar el sufijo "-rudita" si los aloquems tienen el tamaño de las calcirruditas. Folk da una escritura simbólica, que en algunos casos puede ser de utilidad, ésta aparece en la tabla III.

El tamaño de grano, tanto de los aloquems como del cemento, es una característica interesante. Para ello puede usarse la escala de tamaños de Wentworth (1922) (ver tabla IV).

Es útil señalar con un adjetivo, los componentes terrígenos con un porcentaje mayor de 10 o bien dolomita de reemplazamiento, u otros minerales (nódulos de sillex, anhidrita, fosfatos). Hay minerales muy importantes que forma, pero conservando la misma especie mineral del (glauconita, pirita, etc.)

RECRISTALIZACION DE LAS CALIZAS

La recrystalización de las calizas puede en algunos casos ser un fenómeno importante. Entendemos que un cristal de determinado tamaño y forma, recrystaliza cuando se convierte en otro cristal de diferente tamaño y forma pero conservando la misma especie mineral del cristal primitivo.

Por ejemplo la transformación de calcita en dolomita no es una recrystalización sino un reemplazamiento. En realidad la recrystalización sería un caso particular del metasomatismo por reemplazamiento en el que el mineral primario y el reemplazante son idénticos, (en cuanto a composición química, pero distintos en el tamaño, forma, etc.) Usualmente la transformación del aragonito en calcita se llama también recrystalización, pero evidentemente se trata de un fenómeno de cambio polimórfico o morfotrópico y que algunos autores denominan inversión, en el que los dos minerales no son los mismos ya que difieren en la estructura cristalina, densidad, etc. aun cuando tengan la misma composición química.

El fenómeno de recrystalización no ha sido todavía suficientemente estudiado. Folk distingue cuatro tipos generales que tienen lugar en las calizas (fig. 4):

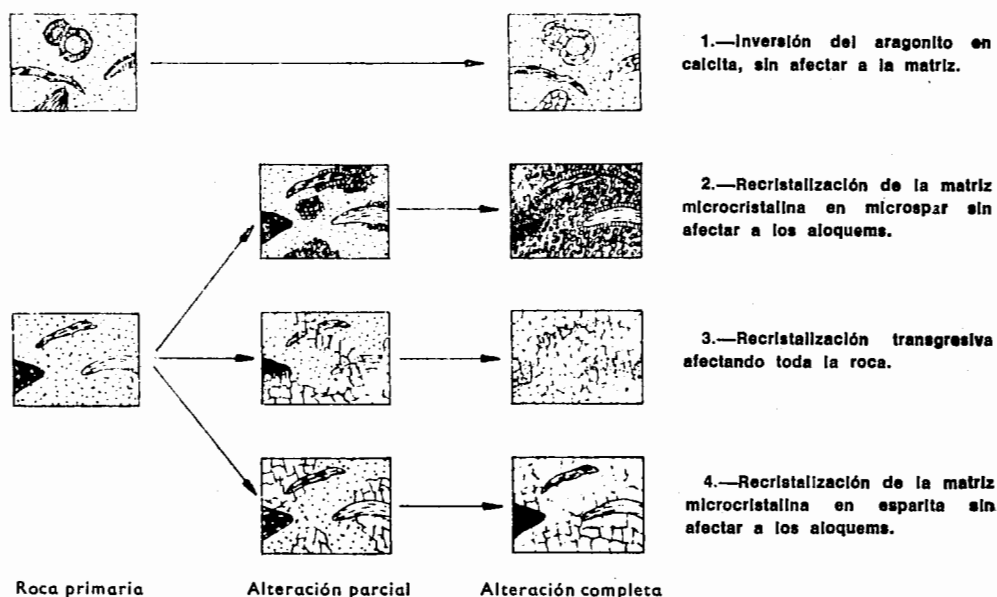


Fig. 4.—Recrystalización de las calizas, según Folk.

TABLA III

CLASIFICACION DE LAS ROCAS CARBONATICAS SEGUN R. L. FOLK (1959)

CLASIFICACION DE LAS ROCAS CARBONATICAS SEGUN R. L. FOLK (1959)			CALIZAS - CALIZAS DOLOMITICAS - DOLOMIAS PRIMARIAS						DOLOMIAS DE REEMPLAZAMIENTO			
			> 10 % DE ALOQUEMS ROCAS ALOQUIMICAS (I y II)		< 10 % DE ALOQUEMS ROCAS MICROCRISTALINAS (III)		BIOHERMES (IV)	FALSOS ALOQUEMS	SIN FALSOS ALOQUEMS			
			CALCITA ESPATICA > CALCITA MICROCRISTALINA	CALCITA MICROCRISTALINA > > CALCITA ESPATICA	1 - 10 % A L O Q U E M S					< 1% ALOQUEMS		
			ROCA ALOQUIMICA CON CEMENTO ESPATICO (I)	ROCA ALOQUIMICA CON CEMENTO MICROCRISTALINO (II)								
VOLUMEN DE ALOQUEMS	> 25 % CALIZAS INTRACLASTICAS (i)		INTRAESPARRUDITA (II : Lr) INTRAESPARITA (II : La)	INTRAMICRUDITA (II i : Lr) INTRAMICRITA (II i : La)	ALOQUEMS ABUNDANTES	INTRACLASTOS MICRITA INTRACLASTICA (III i : Lr ó La)	MICRITA, SI ESTA REMOVIDA: DISMICRITA CON DOLOMITA PRIMARIA: DOLOMICRITA	BIOOLITITA (IV : L)	CON ALOQUEMS	DOLOMIA INTRACLAS- TICA (V i : D)	DOLOMIA (V : D)	
	RELACION DE VOLUMEN ENTRE FOSILES Y PELETS	> 25 % CALIZAS OOLITICAS (O)	OOESPARRUDITA (Io : Lr) OOESPARITA (Io : La)	OOMICRUDITA (II o : Lr) OOMICRITA (II o : La)		OOLITOS MICRITA OOLITICA (III o : Lr ó La)				DOLOMIA OOLITICA (V o : D)		
		< 25 % OOLITOS	> 3 : 1 (b)	BIOESPARRUDITA (Ib : Lr) BIOESPARITA (Ib : La)		BIOMICRUDITA (II b : Lr) BIOMICRITA (II b : La)				FOSILES MICRITA FOSILIFERA (III b : Lr, La ó Li)		DOLOMIA CON FOSILES (V b : D)
			3 : 1 - 1 : 3 (bp)	BIOPELESPARITA (Ibp : La)		BIOPELMICRITA (II bp : La)						
			< 1 : 3 (p)	PELESPARITA (Ip : La)		PELMICRITA (II p : La)				PELETS MICRITA CON PELETS (III p : La)		DOLOMIA CON PELETS (V p : D)

TABLA IV

ESCALA DE TAMAÑOS DE LOS ELEMENTOS DE LAS ROCAS CARBONATICAS, BASADA EN LA DE WENTWORTH⁽¹⁹²²⁾

ELEMENTOS TRANSPORTADOS			ELEMENTOS AUTIGENOS		
64	mm	Calcirrudita muy gruesa	Cristales extremadamente grandes	4	mm
16	mm	Calcirrudita gruesa	Cristales muy grandes	1	mm
4	mm	Calcirrudita media	Cristales grandes	0,25	mm
1	mm	Calcirrudita fina	Cristales medios	0,062	mm
0,5	mm	Calcarenita gruesa	Cristales pequeños	0,016	mm
0,25	mm	Calcarenita media	Cristales muy pequeños	0,004	mm
0,125	mm	Calcarenita fina	Cemento afanocristalino		
0,062	mm	Calcarenita muy fina			
0,031	mm	Calcilutita gruesa			
0,016	mm	Calcilutita media			
0,008	mm	Calcilutita fina			
0,004	mm	Calcilutita muy fina			

1.—Inversión de los aloquems aragoníticos en calcita sin afectar a la matriz.

Es muy frecuente ya que muchas conchas de fósiles (pelecípodos, gasterópodos) son de aragonito, transformándose éste en calcita cuando se muere el fósil. No obstante, en casos específicos, puede no ocurrir esta inversión, así se conservan en la actualidad conchas aragoníticas originales de fósiles paleozóicos.

2.—Recristalización de la matriz microcristalina en microesparita sin afectar a los aloquems.

Este tipo de recristalización ocurre cuando la matriz microcristalina, cuyos cristales tienen un tamaño de 1 a 4 micras, recristaliza en otros de tamaño mayor, de 5 a 15 micras. Este tipo de calcita espática de grano muy pequeño se denomina microesparita, indicando que deriva de la micrita. A veces es difícil distinguir microesparita verdadera de una micrita de grano muy grueso, pero en general la recristalización no es uniforme pudiéndose distinguir zonas no recristalizadas.

3.—Recristalización transgresiva y completa de la roca.

En este caso la recristalización avanza transformando en cristales grandes de calcita espática, tanto al cemento microcristalino como a los aloquems borrando todos los vestigios de la estructura primaria.

4.—Recristalización de la matriz microcristalina en cristales grandes de calcita espática sin afectar a los aloquems.

Este tipo de recristalización se da en algunos casos, distinguiéndose de una roca esparítica, ya que en ésta la esparita se encuentra rellenando los huecos entre los aloquems, mientras que en una roca recristalizada los aloquems se hallan dispersos en la masa esparítica, observándose las inclusiones de minerales arcillosos y granos de cuarzo que formaban parte del antiguo cemento microcristalino.

Rocas carbonáticas de origen terrígeno o calcilitas

Una calcilita se define como una roca terrígena compuesta por elementos de tamaño variado que contienen más del 50 % de rocas carbonáticas. Estas rocas son debidas a la erosión de antiguas calizas que afloraban en las cercanías de la cuenca de deposición. El tamaño de las calcilitas varía desde el de las arcillitas (raras) al de las areniscas (bastante frecuente) al de los conglomerados.

Otras clasificaciones

Otras clasificaciones modernas son las de LEIGHTON y PENDEXTER (ver tabla V) parecida a la de Folk, en la que considera únicamente el porcentaje entre los aloquems y el cemento microcristalino. Estos autores consideran los siguientes tipos de aloquems; que denominan granos: detríticos, fósiles, pelets, lumps, revestidos.

Los granos detríticos son análogos a los intraclastos de Folk pero incluyen también cualquier otro fragmento de roca caliza. Los lumps son granos constituidos por agregados de otros, por ejemplo un lump sería un grano formado por varios oolitos cementados. En la clasificación de Folk estos granos se considerarían como intraclastos. Los granos revestidos son los oolitos de Folk. Esta clasificación, aun cuando es quizás más sencilla de uso que la de Folk es puramente descriptiva y poco genética.

Otra clasificación, debida a Plumley, Risley, Graves y Kaley, está basada en lo que llaman "índice de energía" del ambiente de deposición. Establecen cinco familias, o tipos: calizas de aguas tranquilas, de aguas intermitentemente agitadas, poco agitadas, bastante agitadas y muy agitadas. Se basa para ello en la presencia de cemento, tamaño, selección, redondez de los granos y asociaciones de fósiles.

Esta clasificación puede ser interesante para estudios particulares, complementando a la de Folk, así en zonas arrecifales, etc. y como método de correlación.

Dolomías

Las dolomías son rocas formadas esencialmente por dolomita (carbonato doble de Ca y Mg).

Se pueden distinguir las dolomías primarias, que fueron depositadas directamente en forma de dolomita, y las dolomías secundarias, en las que la dolomita reemplaza a la calcita de calizas primarias.

Las dolomías primarias no son muy frecuentes y están siempre asociadas a series evaporíticas de las que normalmente forman su base.

Las secundarias, más frecuentes se agrupan en:

1.—Dolomías contemporáneas o penecontemporáneas de la sedimentación de las calizas a las que reemplazan.

2.—Dolomías tardías, formadas con posterioridad a la deposición de las calizas.

1. Dolomías penecontemporáneas.

Son dolomías epigenéticas formadas poco después de la deposición de un sedimento calizo no consolidado aún impregnado de soluciones magnesianas intersticiales. En el campo se distinguen por su estratificación muy marcada. La superficie del estrato dolomitizado es plana y bien definida. Al contrario, la superficie inferior es más irregular ya que la dolomitización tiene lugar de forma descendente.

En diversos trabajos sobre dolomías penecontemporáneas los autores llegan a la conclusión de que éstas se formaron en plataformas continentales en aguas poco profundas y a veces en grandes extensiones. Parece ser que las dolomías desaparecen y se desarrollan calizas a medida que aumenta la profundidad de la cuenca de deposición.

Parece ser que el aumento de la temperatura y la concentración de sales, sea un elemento favorable a la formación de dolomías penecontemporáneas.

2. Dolomías tardías

Otras dolomías tienen un origen mucho más antiguo fuera ya de las condiciones sedimentarias, bien a partir de calizas magnesianas o bien mediante aportes de soluciones magnesianas a lo largo de fracturas. Este es el caso, por ejemplo, de la frecuente dolomitización de las charnelas de los pliegues.

De dolomitización

Es el caso inverso de la dolomitización: los cristales de dolomita se substituyen por calcita. A veces el reemplazamiento de la dolomita por la calcita es total, otras veces subsiste un esqueleto del cristal primitivo de dolomita, en cuyo interior aparece la calcita.

Texturas

Se puede usar la escala de tamaños de Wentworth. Vatan las divide en:

—Dolomías microcristalinas, formadas por cristales pequeños, de 1 a 20 micras.

—Dolomías granudas— Se encuentran en dolomías

epigenéticas, penecontemporáneas o tardías. La talla de los cristales varía entre 50 a 1.500 micras. Se observan a menudo restos de la caliza original, oolitos, fósiles, etc. Parece que haya una relación entre la granulometría del sedimento epigenizado y la de la dolomía resultante.

Cristales zonales

Las calizas dolomitizadas pueden presentar a menudo cristales de dolomía zonales. Están compuestos por zonas alternantes: dolomita, calcita. Esto parece indicar que la dolomitización ha sido a partir de una reordenación de la calcita magnesiana, cristalizando en zonas la calcita existente en exceso.

LA MICROPOROSIDAD DE LAS CALIZAS Y DOLOMIAS

Los huecos contenidos en el interior de un macizo rocoso karstificado, y que dan lugar a la permeabilidad "en grande", son sobre todo los debidos a la acción disolvente del agua que circula a través de las fisuras. Sin embargo la roca, aparte de las fisuras, puede contener también huecos en su interior, dando lugar a una microporosidad. Esta tiene interés sobre todo en el caso del petróleo, pero en algunos casos puede llegar a alcanzar un valor relativamente elevado y desempeñar así un papel digno de tenerse en cuenta desde el punto de vista de la acumulación de reservas de agua, como por ejemplo en el caso de la creta y de algunas dolomías cavernosas.

La microporosidad de estas rocas es adquirida durante la diagénesis o posteriormente. El trabajo de MURRAY da una buena visión de esta cuestión.

Según MURRAY los valores elevados de la microporosidad resultan de.

- a).—El sedimento original consiste en una arena calcárea o calcarenita, con huecos:
 - Preservación de la textura original.
 - Cementación, con posterior disolución parcial del cemento.
 - Dolomitización uniforme o irregular, con posterior disolución de la calcita.
- b).—El sedimento original es una arena calcárea, con cemento fino.
 - Dolomitización de la matriz, con disolución posterior.
- c).—Caliza construida, de origen orgánico.
 - Dolomitización y cementación irregulares, con disolución posterior de la calcita.

No hay que considerar que la dolomitización aumenta necesariamente la microporosidad. En numerosos casos las dolomías son muy compactas. Por otro lado para que la roca, además de porosa, sea permeable, ha de contener huecos interconectados que permitan el paso del agua.

TABLA V

Clasificación textural de las Calizas - Leighton y Pendexter (1962)

RELACION GRANO/MICRITA	% GRANOS	TIPOS DE GRANO					ESTRUCTURAS ORGANICAS	ESTRUCTURAS NO ORGANICAS
		DETRITICOS	FOSILES	PELETS	LUMPS	REVESTIDOS		
9 : 1	~ 90 %	CALIZAS DETRITICAS	CALIZAS FOSILIFERAS	CALIZAS DE PELETS	CALIZAS DE LUMPS	CALIZAS OOLITICAS, PISOLITICAS DE ALGAS INCRUSTANTES	CALIZAS CORALINAS, ALGACEAS, etc.	CALICHE TRAVER — TINOS
		CALIZAS DETRITICO- MICRITICAS	CALIZAS FOSILIFERO- MICRITICAS	CALIZAS DE PELETS MICRITICAS	CALIZAS DE LUMPS- MICRITICAS	CALIZAS OOLITICO- MICRITICAS. etc.	CALIZAS CORALINA- MICRITICAS etc.	
		CALIZAS MICRITICO- DETRITICAS	CALIZAS MICRITICO- FOSILIFERAS	CALIZAS MICRITICAS CON PELETS	CALIZAS MICRITICAS CON LUMPS	CALIZAS MICRITICAS CON OOLITOS, etc.	CALIZAS MICRITICO- CORALINA, etc.	
1 : 1	~ 50 %	CALIZAS MICRITICAS						
1 : 9	~ 10 %	CALIZAS MICRITICAS						

En cuanto a la influencia de la microporosidad sobre la disolución de la roca, es un problema poco estudiado pero dado que la acción disolvente del agua es mayor cuando circula a velocidad mayor y en régimen turbulento, parece que la disolución tiene lugar preferentemente a través de las fisuras y que ha de ser casi inapreciable en los poros. Sin embargo la presencia de éstos puede influir indirectamente al alterar la distribución de presiones en las proximidades de una fisura o conducto, puesto que la presión en los poros es distinta de la presión en el conducto, y además la presencia de éste altera el estado de tensiones de la roca en sus alrededores. Vemos así que la presencia de los poros puede influir en la ampliación por disolución de fisuras y conductos.

En algunos casos también es posible el efecto contrario: el relleno de los poros de la roca por depósitos cristalinos de las aguas sobresaturadas, disminuyendo así la microporosidad.

Algunos datos sobre la microporosidad de calizas y dolomías:

MICROPOROSIDAD EN %

	Mínimo	Máximo	Media	N.º de muestras
Caliza (1)	6,6	55,7	30	74
Dolomía (1)	19,1	32,7	26	2
Calizas primarias (2) ...	0,8	27,0	12,5	—
" secundarias (2) ...	1,2	26,5	11,65	—
" terciarias (2) ...	—	—	20	—
Creta (2)	3	53	26,4	—
Dolomías (2)	0,3	25	7,7	—
Calizas diversas (3) ...	1,57	36,47	10,62	—
Caliza compacta	—	—	—	10
Cretácica (3)	0,26	14	4,55	24
Cretas (3)	14,4	43,9	—	—
Creta, N. de Francia (3)	7,7	8,3	8,0	2
Creta, Id. (3)	22,2	37,2	29,2	16
Caliza oolítica (3)	3,28	12,44	7,18	8
Tobas (3)	—	—	20,2-32,2	—
Travertino (3)	9	38	18	5
Mármoles (3)	—	—	0,11-0,6	—
Dolomías (3)	—	—	1,00-22,15	—
Caliza compacta cristalina sin poros visibles (4) ...	—	—	4,1	—
Id. con poros (4)	—	—	10,1	—
Creta (4)	—	—	29,5	—
Micrita, con pelets y fósiles (4)	—	—	8,4	—
Dolomía (4)	—	—	11,9	—
Dolomía (4)	—	—	27,8	—
Dolomía (4)	—	—	6,3	—

- (2) J. TALOBRE: "La mécanique des roches". Dunod. París 1967.
- (3) H. SCHOELLER: "Les eaux souterraines", Masson. París 1962.
- (4) S. N. DAVIS - R. J. M. DE WIEST: "Hydrogeology". J. Wiley and Sons. New York 1967.

Conclusiones

La casi totalidad de los procesos kársticos que ocurren o han ocurrido en la naturaleza tienen lugar en el seno de las rocas carbonáticas. Hemos tratado brevemente la composición y clasificación de estas rocas, quizás las más complejas dentro del grupo de rocas sedimentarias. No hemos de olvidar que un cuerpo sedimentario calizo no está aislado sino que se encuentra, en general, estrechamente relacionado con otros tipos de rocas, terrígenas o detríticas la mayoría, que le rodean, y por lo tanto el estudio de una serie caliza traerá consigo el estudio de los sedimentos situados en los alrededores relacionados con ésta.

Muchas veces las formaciones calizas no aparecen en superficie en su totalidad, gran parte puede permanecer oculta bajo otros sedimentos más modernos. El estudio detallado de los afloramientos calizos, sondeos, etc. mediante la determinación de las texturas, microfacies, etc. nos facilitará datos importantes sobre la cuenca de deposición, sus características, extensión de las series calizas, grandes estructuras sedimentarias (de gran aplicación en caso de formaciones arrecifales) cambios de facies, etc.

Aparte de estas reconstrucciones de tipo paleogeográfico, las texturas de las calizas y determinación de microfacies tienen estrecha relación con la microporosidad de estas rocas y su fisuración.

La microporosidad primaria, debida a la disposición de los granos y cemento es importante desde el punto de vista de la disolución de la roca. La fisuración es un factor notabilísimo ya que influye directamente sobre la permeabilidad de la roca y en su capacidad para almacenar agua. En algunos tipos de dolomías la microporosidad primaria puede ser un factor importante en cuanto a su permeabilidad y capacidad de almacenamiento.

Es importante también determinar y conocer cambios posteriores tales como recristalizaciones, dolomitización, silicificación, disoluciones intergranulares, etc. todo ello modifica la porosidad primaria, denominándose a la porosidad resultante microporosidad secundaria y en general las características físicas de la roca de tal forma que puede llegar a tornarse impermeable una serie carbonática, en principio, permeable.

Por último destacaremos que la litoestratigrafía está ligada también con la tectónica y muchas veces no podemos comprender algunos tipos de pliegues y fracturas sin conocer la heterogeneidad y disposición de las series sedimentarias.

- (1) MORRIS - JHONSON: Geol. Sur. Wat-Sup. Papex 1839-D 1967.

BIBLIOGRAFIA

- F. J. Pettijhon.—"Rocas sedimentarias" Ed. EUDEBA. Buenos Aires. 1963.
- A. VATAN.—"Manuel de Sédimentologie". Ed. Technip. Paris. 1967.
- R. L. FOLK.—"Practical petrographic classification of limestones". "Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists. N.º 43. pp.1- 38. 1959.
- R. L. FOLK.—"Spectral subdivision of limestone types". Am. Assoc. Petrol. Geologists., Mem. n.º 1. pp. 62-84. 1962.
- B. D. Evamy.—"The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation". Sedimentology. n.º 2, pp. 164-170. 1963.
- R. J. DUNHAM.—"Classification of carbonate rocks according depositional texture". Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. n.º 1, pp. 108-121. 1962.
- M. W. LEIGHTON y C. PENDEXTER.—"Carbonate rock types". Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. n.º 1 pp. 33-61. 1962.
- W. J. PLUMLEY, G. A. RISLEY, R. W. GRAVES y M. E. KALEY.—"Energy index for limestone interpretation and classification". Am. Ass. Petrol. Geologists Mem. n.º 1, pp. 85-107. 1962.
- R. C. L. WILSON.—"Silica diagenesis in Upper Jurassic limestones in southern England". Joun. Sediment. Petrol. n.º 36, pp. 1036-1049. 1966.
- R. C. L. WILSON.—"Carbonate facies variation in Osmington oolite series". Palaeogeography, palaeoclimat., palaeoecology, n.º 2 vol. 4, 1968.
- R. C. L. WILSON.—"Upper oxfordian palaeogeography of southern England". Palaeogeo. palaeoclimat., palaeoecology. n.º 1, vol. 4. pp. 5-28. 1968.
- J. R. DODD.—"Process of conversion of aragonite to calcite with examples from the Cretaceous of Texas". J. Sediment. Petrol. n.º 36, pp. 733-741. 1966.
- E. G. Purdy.—"Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography ad reaction groups. J. Geol., 71-334-355.
- R. C. L. WILSON.—"The Petrology of Certain English Jurassic Limestones and Associated Sediments", Thesis, Univ. Sheffield, 230 pp. 1965.
- G. Larsen, G. V. CHILINGAR.—"Diagenesis in sediments". Ed Elsevier. 500 pp. 1969.
- G. V. CHILINGAR, H. J. BISSELL y R. W. FAIRBRIDGE.—"Carbonate Rocks". 2 vol. 471 pp. y 413 pp. Ed. Elsevier. 1967.
- J. M. MABESOONE, I. M. TINOCO y P. N. COUTINHO.—"Mesozoic-Tertiary boundary Northeastern Brazil". Palaeogr., palaeoclim., palaeoecology n.º 3, Vol. 4. 1968. pp 161-185.
- W. C. KRUMBEIN et L.L. SLOSS.—"Stratigraphy an Sedimentation". Ed Freeman. 1963.
- A. LOMBARD.—"Géologie sédimentaire". Ed. Masson. 1956.
- N. M. STRAKHOV.—"Méthodes d'étude des roches sédimentaires". Traduc. Ann. Serv. Inf. géol. du B.R.G.M. 2 vol, 542 y 536 pp. 1968.
- R. C. MURRAY.—"Origin of porosity in carbonate rocks". "J. Sediment. Petrol. n.º 60, pp. 59-84. 1960.
- Ed. Technip.—"Techniques de Laboratoire en géologie Petroliere. París. 1964.
- M. C. López de Azcona y F. Monjarro Martín.—"Determinación del CO₂ en rocas sedimentarias. Carbometría". Est. Geológicos, n.º 3-4. vol. XXIII. 1967. p. 257-262.
- VARIOS.—"Recent Developments in Carbonate Sedimentology y in Central Europe". Ed. German Müller. Berlín. 1968.
- N. M. STRAKHOV.—"Principles of Lithogenesis". vol 1, 2 y 3, Ed Oliver and Boyd. Londres. 1969.

TRAZADORES

Por JOSE MARIA SALBIDEGOITIA

(Recibido 27-12-69)

Summary

It is about the divulgation of the several types of tracers taken their principally from Schoellers book. "Les eaux souterraines". The first part is about the solid tracers, chemicals and colorings, giving an special mention to the fluorescein, finishing it explaining the radio-actives tracers. In the second part it defines some concepts of the tracers, in the presence of water and ground.

Resumé

Il s'agit d'une divulgation de divers types de traceurs, extraite principalement du livre de SCHOELLER: "Les Eaux Souterraines". Dans la première partie, on parle de divers traceurs solides, chimiques et colorants, mentionnant en particulier la fluorescéine pour finir en expliquant les traceurs radio-actifs. Dans la seconde partie, quelques idées sur les traceurs face à l'eau et au terrain y sont définies.

1.ª PARTE: DESCRIPCION DE LOS DIVERSOS TRAZADORES

La necesidad de utilizar trazadores en hidrología, se ha hecho necesaria, tras largo tiempo, para poder seguir el curso de las aguas subterráneas, aplicándolo, entre otras muchas cosas, por ejemplo en:

- a) Para medir la velocidad del agua a través de terrenos o velocidad aparente.
- b) Para buscar una comunicación directa entre dos puntos. Se echa el trazador en la corriente de agua o en la red de agua y se examina su aparición en el punto donde se pensaba que debía llegar.
- c) Para buscar la dirección del curso de una lámina o curso de agua.
- d) Para saber si un terreno es permeable, mirando si el trazador penetra por dicho terreno.
- e) Para medir la velocidad de una circulación subterránea. Se trata entonces de determinar el tiempo que tarda el trazador en ir de un punto a otro
- f) Para medir caudales. Se echa en un punto de la corriente de agua, un caudal conocido de solución conteniendo una concentración determinada de un trazador, y se determina, en un punto más bajo, la concentración del trazador en la corriente.

Características que debe presentar un trazador ideal

Es evidente que cualquier sustancia no puede servir de trazador. El trazador ha de ser fácilmente determinado cualitativa y a menudo cuantitativamente, aunque se encuentre muy diluido en agua. Normalmente se encontrará en muy débil concentración en los puntos de toma de muestras.

- a) **En sus relaciones con el agua.** Debe abstenerse de usar el trazador donde no exista más que un pequeño caudal de la lámina o de corrientes subterráneas, a fin de poder obtener diferencias útiles de concentración entre los puntos de inyección y los de observación.

Ha de ser fácilmente transportable por el agua, o mantenerse fácilmente en suspensión o tener una gran solubilidad.

No debe de reaccionar ni con el agua de inyección, ni con el agua de la lámina o corriente de agua, pues se descompondría o precipitaría. No debe poderse destruir bajo la influencia de microorganismos durante su trayecto subterráneo.

- b) **En sus relaciones con el terreno.** No debe ser absorbido, ni fijado por absorción o retenido por los medios porosos. No debe contaminar químicamente el terreno por mucho tiempo, es decir, no debe ser restituido muy tardíamente por el

terreno, pues descartaría las posibilidades de experiencias sucesivas y aproximadas unas de otras.

- c) **Desde el punto de vista práctico.** Debe ser obtenido fácilmente y a bajo precio. No debe necesitar más que operaciones técnicas simples, rápidas y poco enojosas. No debe ofrecer peligro en las condiciones normales de empleo, en el momento de inyección, en razón de su nocividad, porque el trazador es obligatoriamente utilizado en concentraciones elevadas.

Por fin, no debe contaminar peligrosamente el agua estudiada, sobre todo más allá de un tiempo razonable.

Las diferentes clases de trazadores no radioactivos

Hasta hace pocos años se había dirigido la práctica, hacia la utilización de trazadores sólidos arrastrados por el agua, hacia trazadores químicos fácilmente solubles y fácilmente detectables, pero sobre todo a trazadores colorantes, que, en gran disolución, son todavía visualmente distinguibles. Tienen cada uno sus cualidades y sus defectos, pero el futuro se encuentra abierto a los trazadores radioactivos.

Daremos primeramente una idea de los trazadores sólidos, químicos y colorantes, lo que nos permitirá distinguir mejor las cualidades y defectos de los trazadores radioactivos, porque tampoco son perfectos.

1.—Trazadores sólidos

Podemos distinguir tres clases de trazadores sólidos: los que flotan, los que se sumergen y los que están en suspensión.

- a) **Trazadores que flotan:** no dan más que la velocidad máxima, es decir, la de la lámina superior y no la velocidad media que es la más importante. No pueden ser utilizados en corrientes laminares subterráneas, pues son retenidos y lo mismo en los terrenos calizos normales. Hace falta que haya verdaderamente conductos de grandes dimensiones, para que el transporte no sea interrumpido.
- b) **Trazadores sumergidos:** es decir los que están situados a una cierta profundidad de la masa líquida y sostenidos por un flotador situado en la superficie. Son todavía menos útiles que los anteriores, en razón de su mayor dimensión.
- c) **Trazadores en suspensión:** son transportados más fácilmente por el agua y pueden servir para terrenos anchamente fisurados. Deben de poder mantenerse constantemente en suspensión y ser suficientemente pequeños para no ser retenidos por los poros y conductos. Su empleo depende entonces esencialmente de la dimensión de éste o de aquél, y si están muy finamente divididos,

no deben fijarse en las paredes de los elementos que constituyen el acuífero.

Se han utilizado diversos trazadores sólidos como: balón de avena, salvado, granos de almidón fácilmente detectables por el yodo, bacterias (*B. violaceus*, *B. pyocyaneus*, *M. prodigiosus*, *B. acetii*), levaduras (*Saccharomyces*, *Cerevisiae*, *S. mycoderma*), etc.

2.—Trazadores químicos solubles

Presentan la ventaja de su gran solubilidad. Forman verdadera solución con el agua que les transporta, y cuando salen de los terrenos en concentración suficientemente elevada son fácilmente detectados por reacciones químicas, o también por medidas de conductividad eléctrica.

No obstante, presentan algunos defectos: su difusión puede estar acompañada de perturbaciones, sobre todo si su concentración es elevada y si la velocidad de la circulación del agua es muy débil. Pero esto, en la mayoría de los casos no es el mayor defecto.

En otros casos, no pueden ser inyectados más que a concentraciones elevadas a fin de poder ser detectados en partes bajas. Pero entonces, la densidad de la solución es bastante más grande que la del agua, lo que la hace descender a los puntos más bajos de la corriente, impidiendo una mezcla más perfecta, y les pone a menudo a los trazadores fuera de la circulación de la red.

Por otra parte, algunos cationes son fuertemente absorbidos por la arcilla o la materia orgánica del terreno acuífero, o del techo, o del muro de éste. Es el caso de los iones Na, K, Ca, Mg, NH_4 , Li, Ba, etc., siguiendo la composición de la arcilla. Es decir, algunos trazadores químicos solubles, reaccionan con el acuífero y en particular con la arcilla.

Una concentración elevada de Na puede precipitar la arcilla, y disminuir la permeabilidad del acuífero, y modificar, por tanto, la velocidad de circulación del agua. Los iones Ca actúan en sentido contrario coagulando la arcilla.

Los mejores trazadores serán, pues, los aniones que no se fijan fácilmente.

Los trazadores químicos más utilizados son los cloruros: Na Cl, Ca Cl, Li Cl, NH_4 Cl, todos ellos muy solubles y fácilmente visibles por la dosis clásica del cloro o por la medida de su conductividad eléctrica. Su gran ventaja es que el ión cloro no es absorbido y no reacciona con el terreno. Por consiguiente, no experimenta ni retrasos, muy importantes, ni se pierde en su recorrido, dando un excelente rendimiento. Pero el peligro se presenta al intentarlo utilizar en concentraciones muy elevadas en el punto de inyección: puede extraviarse. Es más, a menudo es necesario emplearlo en grandes cantidades y la operación es entonces enojosa.

Si se trabaja en aguas subterráneas muy cloradas, como en los países áridos, la utilización de los cloruros como trazadores es entonces muy dificultosa, puesto que

el crecimiento de la concentración en cloro en los puntos de detección es más difícil de determinar.

También existen ventajas, en este caso, al emplear el bicromato de sodio, de fórmula $\text{Cr}_2\text{O}_7\text{Na}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

El número P de kilogramos a emplear en los terrenos calcáreos es:

$$P = 3 \cdot \frac{q \cdot L}{a} + 0,1 V$$

siendo: q, caudal en m^3/seg de las surgencias; L, longitud en metros a recorrer por el trazador; a, velocidad en metros/días de la corriente subterránea; V, reservas de agua subterránea en millares de m^3 .

También se emplean otros trazadores químicos como: el ácido bórico, el tetraborato de sodio, el bromoformo, los detergentes comerciales, el azúcar, dextrosa, el fenol, este último pudiendo ser determinado al olor o al gusto, sobre todo si se transforma en clorofenol. Los azúcares tienen el inconveniente de ser atacados por los microorganismos.

3.—Trazadores colorantes

Tienen muchas ventajas, principalmente su gran solubilidad y su detección, que se puede hacer sobre muy débiles concentraciones, del orden de 10^{-8} ó 10^{-9} .

La mayoría de ellos son absorbidos por materias arcillosas u orgánicas algunos reaccionan con el CO_2 disuelto en el agua, con las substancias ferruginosas. con las materias orgánicas y por el grado de acidez del agua (pH).

Generalmente, su utilización es desaconsejable en los acuíferos con porosidad en los intersticios, sobre todo si éstos encierran materias arcillosas o tienen poros muy finos, que no dejan circular el agua que tiene muy poca velocidad.

Por el contrario, son los trazadores casi perfectos para el estudio de la circulación del agua en los karsts, con circulación rápida y pequeñas corrientes (régimen turbulento).

La fluoresceína

El trazador más conocido es la fluoresceína, pero se emplea la fluoresceína sódica, de fórmula $\text{C}_{20}\text{H}_{10}\text{O}_5\text{Na}_2$ ($= 376,30$), debido a su precio más barato, oscilando por las 700 pts. kg. Se utiliza también la uranina, que no es más que una fluoresceína más soluble por el carbonato de sodio.

La fluoresceína es absorbida por los materiales arcillosos y reacciona con las materias orgánicas y los óxidos férricos. Se destruye por la luz y es debilitada por el CO_2 disuelto en el agua y por la acidez del agua. Pero en este caso, puede ser regenerada alcalinizando aquella. Se detecta, a simple vista, a la concentración de 10^{-7} ; con el fluoroscopio Trillat a la concentración de $2 \cdot 10^{-9}$ y a ve-

ces de $1 \cdot 10^{-9}$; y con el fluoroscopio eléctrico Dienert a la concentración de $1 \cdot 10^{-9}$.

Este último no exige más que 45 cm^3 de agua, mientras que el fluoroscopio de Trillat exige 250 cm^3 .

Para colorear, conviene para tener un máximo rendimiento, no echar el polvo anaranjado de fluoresceína directamente sobre el agua del río o punto de inyección, sino diluirlo en un recipiente con alcohol pero añadiendo amoníaco (un cuarto de litro de NH_3 por 5 litros de alcohol y por 50 litros de agua, para 1 kilo de fluoresceína), y luego verter la disolución en el agua del río. Para un mayor rendimiento se debe aclarar varias veces el recipiente.

El peso de fluoresceína a emplear es, según Ravier:

$$P = k \cdot \frac{q \cdot L}{a} + 0,02 \cdot V$$

siendo: P, el peso en kilos de fluoresceína a emplear; k, una constante que vale 0,5 para el caso de circulación por fisuras y 3 para el caso de circulación por intersticios; q, L, a y V, el mismo significado anterior.

Dienert utiliza la fórmula siguiente:

Si el curso de agua o la inyección de agua durante cuarenta y ocho horas tiene un caudal de más de 5 litros seg., la cantidad de fluoresceína a emplear será de

$$P = 2,5 \cdot 10^{-7} \cdot d \cdot L$$

Si el curso de agua o la inyección de agua durante doce horas es de un caudal de menos de 5 litros/seg., se empleará:

$$P = \frac{125 \cdot 10^{-9} \cdot q \cdot L}{b}$$

siendo: P, peso en kilos de fluoresceína a emplear; q, caudal de las surgencias en m^3/seg ; L, longitud del trayecto en metros; b, caudal medio en m^3/seg . que se dispone durante doce horas.

Martel utiliza una fórmula no muy exacta, pero si muy práctica y exenta de grandes complicaciones:

$$P = N \cdot q$$

siendo: P, el peso en kilos de fluoresceína; N, número de kilómetros en línea recta que hay desde el sumidero o lugar donde se vierta el colorante hasta la posible surgencia; q, caudal de la posible surgencia en m^3/seg . En este método conviene pecar siempre por exceso que por defecto, para tener una mayor seguridad.

Al diluir la fluoresceína en alcohol, toma un color rojo muy intenso, debido a la fuerte concentración en que se encuentra, y después al verter sobre el agua va tomando un color amarillo, para pasar seguidamente al color verde eléctrico característico, y por dicho color localizaremos por donde salen las aguas. Esto último requiere estar vigilando constantemente la posible surgencia o surgencias, pero existe un método práctico, sencillo y que puede detectar la fluoresceína en débiles concentraciones que no sean visibles.

Método de detección de la fluoresceína por fluocapturadores

Se colocan sumergidos en el agua de las posibles surgencias, estos testigos, trampas o fluocapturadores, que se tratan de unos filtros de carbón activado. Consisten en unos trozos de tubo de plástico de unos 3 ó 4 cm de longitud y cerrados en cada extremidad por un enrejado de nylon, rematado por los costados con un anillo, para que sujete con fuerza el enrejado alrededor del tubo de plástico.

El carbono activado se encuentra en el comercio. Los trozos no deben de ser muy grandes, la dimensión de un grano de arroz es conveniente. El tubo debe de estar lleno pero sin rebasar para facilitar la corriente de agua, evitando una agitación de los granos de carbono activado, pues la fuerte corriente de agua los desgasta. Es justamente la superficie del carbón la que recoge mayor cantidad de fluoresceína, por ello es interesante que no se desgaste.

Cuando se colocan los fluocapturadores hace falta tener en cuenta diversos incidentes posibles:

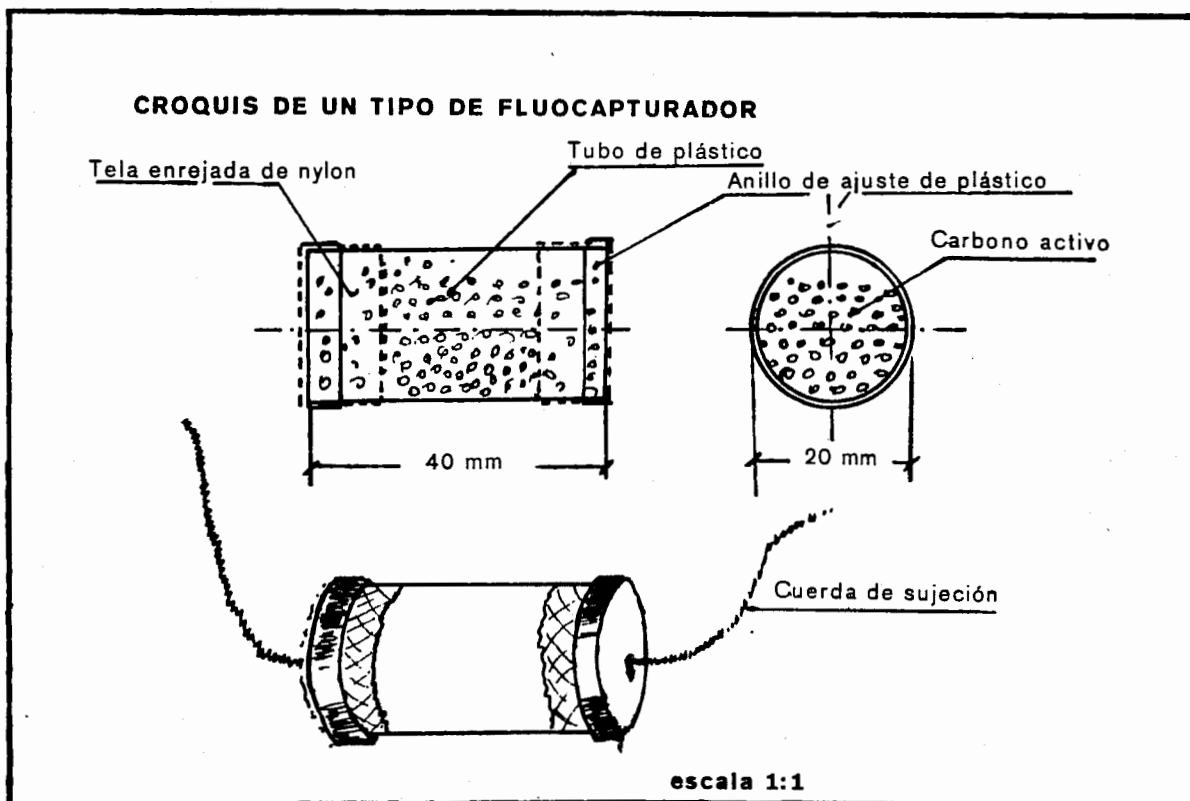
Ponerlos en un sitio bastante escondido, ya que siempre hay curiosos que desean examinarlos y por eso un

tubo transparente pasa más desapercibido. Hay que tener en cuenta las bajas y crecidas del caudal: procurar que el testigo no quede en lugar seco, y por el contrario que lo arrastre la fuerte corriente. No flarse de los fondos lodosos que pueden taponar el tubo.

Se puede atar el fluocapturador a una piedra o mejor, si existe a la raíz de un árbol cercano. En invierno y por peligro de fuertes heladas deben estar algo sumergidos pues las bajas temperaturas inutilizan las trampas situadas, cerca de la superficie o en las esquinas. Hay que tener en cuenta que puede haberse hecho otra colocación en el mismo lugar que funciona intermitentemente, lo cual puede inducir a grandes errores, por lo que es conveniente dejar que corra el agua, por lo menos durante un año.

Una vez pasado cierto tiempo, según los casos, se recogen los granos de carbón activado y se introducen en una solución incolora de potasa alcohólica al 5 ó 10 %. En el caso de que el carbón contenga fluoresceína, aparece enseguida una coloración verde superficial sobre los granos de carbón, que puede extenderse a toda la solución.

En caso de que ningún detector dé una señal positiva, se vuelven a dejar los testigos y se recogen al cabo de cierto tiempo, el que se crea conveniente.



En el caso de aguas alcalinas, se empleará, además de la fluoresceína, la eosina, eritrosina, rojo congo. Antes de echar los colorantes en la lámina, se les disuelve en una pequeña cantidad de agua alcalina.

En el caso de las aguas ácidas, es conveniente utilizar el azul de metileno, el azul de anilina o el rojo de Ponceau, disueltos previamente en agua ligeramente ácida.

Entre los otros trazadores colorantes, mencionemos la fenoftaleína la flavizina, el azul carmín, el verde ácido, el violeta ácido y la fuchsina ácida.

He aquí las cantidades de colorante en gramos para emplear por 10 metros de longitud de trayecto, según Silino Bektchourine (1951):

Colorantes	Rocas:	Arcillosas	Arenosas	Fisuradas	Kársticas
Fluoresceína					
Uranina		5-20	2-10	2-20	2-10
Eosina					
Eritrosina		10-40	10-30	10-40	10-40
Rojo congo		20-80	20-60	20-80	20-80
Azul metileno					
Azul de anilina		20-80	20-70	20-80	20-80
Rojo Ponceau		10-40	10-30	10-40	10-40

Utilización de los trazadores radioactivos

En general, los trazadores radioactivos se emplean debido a que los trazadores químicos o colorantes han sido desechados o bien porque hay imposibilidad de utilizarlos. De todas formas existen a menudo ventajas al utilizarlos conjuntamente, cuando ello es posible.

Con los trazadores radioactivos, se determina la variación de concentración del trazador por las medidas de radioactividad, en las que hay que tener en cuenta la variación de la radioactividad en función del tiempo.

Recordemos que si en el instante inicial de inyección la actividad del trazador es A_0 , se transforma al cabo del tiempo t en:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

Si se designa por T el período, es decir el tiempo durante el cual la actividad inicial ha disminuido a la mitad, es decir la vida media, se tiene:

$$A = A_0 \cdot e^{-0,693 \cdot t/T}$$

$\lambda = 0,693/T$, siendo la constante radioactiva.

Pero la radioactividad es debida a diversas radiaciones más o menos penetrantes de más o menos energía de radiación y de más o menos poder de ionización.

Radiaciones α (alfa): Formadas de núcleos de helio con una velocidad igual a 1/20 de la velocidad de la

luz, tienen una gran energía y un gran poder de ionización, pero son poco penetrantes, puesto que son frenadas por un espesor de 3 a 8 cm. de aire en las condiciones normales de presión y de temperatura. Así, a pesar de su gran energía, no pueden ser utilizadas.

Radiaciones β (beta): Formadas por electrones de velocidad parecida a la de la luz, y con poder de ionización más débil que las radiaciones alfa, son por el contrario más penetrantes. Hace falta 0,47 mm. de espesor de plomo para parar una energía de 0,961 MeV y 0,92 mm. para parar una energía de 2,2 MeV. Los espesores de agua necesarios para absorber diversas energías son los siguientes:

Espesor (mm)	Energía (MeV)
0,018	0,004
0,17	0,35
0,29	0,70
0,36	1
0,714	2,6
0,961	4,1
1,46	6,6
1,70	8
2,2	10,1

Se puede ver que la absorción de la radiación beta produce una radiación gamma más grande que la actividad beta.

Radiaciones γ (gamma): Semejantes a las radiaciones luminosas y a los rayos X, pero con longitud de onda más corta y teniendo un poder de ionización parecido al de la radiación beta, y son mucho más penetrantes. Su emisión es retenida por los espesores siguientes de plomo:

Espesor (mm)	Energía (MeV)
8	0,89
12	1,72
14	2,76

La radioactividad se mide por el grado de desintegración en un segundo. La unidad de medida es el milicurio, equivalente a $3 \cdot 10^7$ desintegraciones por segundo.

Los aparatos modernos de detección dan las medidas precisas de algunas centenas de desintegraciones por minuto. Es suficiente entonces una débil fracción de milicurio para medir la radioactividad.

Todas las sustancias radioactivas no pueden ser utilizadas como trazadores. Deben reunir un cierto número de características:

- 1) Solubilidad suficiente para poder concentrarse en el punto de observación, permitiendo su fácil detección.
- 2) Débil absorción, no parando a los trazadores en su circulación.
- 3) No intoxicar los terrenos.

- 4) Sensibilidad de detección a las débiles concentraciones, si es posible a los medianos aparatos portátiles.
- 5) Poder ser detectados tanto en las perforaciones como en los pozos.
- 6) Tener una vida media adaptada al tiempo del recorrido.
- 7) Poder ser obtenidos a bajo precio.
- 8) No ofrecer peligro en las condiciones normales de empleo.

Los cuerpos radioactivos presentan peligros contra los cuales hay que prevenirse:

Las radiaciones alfa son las menos nocivas por exposición, debido a su pequeño poder de penetración. Pero la absorción de materias que emitan estas radiaciones es muy peligrosa, porque su gran poder de ionización entra entonces en acción.

Las radiaciones beta atacan la piel y los tejidos expuestos.

Las radiaciones gamma son mucho más peligrosas, porque su gran poder de penetración les permite introducirse en los órganos internos.

Dosis de tolerancia

Será conveniente conocer la dosis de tolerancia.

1) En el caso de exposición a las radiaciones de sustancias radioactivas situadas en el exterior del cuerpo humano: esto sucederá especialmente en las manipulaciones de los trazadores radioactivos durante su disolución en el agua. La dosis de radiación límite a la cual el organismo humano puede estar sometido, durante un trabajo continuo, sin que ocurra ninguna anormalidad, es de 0,3 roentgen/semana (1) para 60 mr/8h medido en el aire cuando se trata de la exposición de la totalidad del organismo. La dosis de tolerancia es más elevada si se trata de una exposición parcial: 1,5 r/semana por lo mínimo.

La dosis aproximada en roentgen/8h a una distancia de un metro de una surgencia de C curios de un emisor de radiación gamma de energía E MeV, es:

$$R = 4,4 \cdot E \cdot C.$$

2) En el caso de contaminación: es decir de absorción de sustancias radioactivas, el radioelemento es tanto más peligroso en cuanto mayor sea el tiempo que permanezca en el interior del cuerpo y en cuanto mayor sea su emisión ionizante ($\alpha > \beta > \gamma$) y pueda fijarse en

(1) El roentgen es la cantidad de rayos X o gamma, tal que la emisión corpuscular asociada produce en un cm³ de aire, a 0,760 mm. de Hg de presión, iones llevando la unidad electrostática de carga de cada signo.

un punto del cuerpo, por lo que su neutralización es mucho más laboriosa.

Son:

a) poco tóxicos: ²⁴Na, ⁴²K, ⁵⁶Mn, ⁶⁴Cu, ⁷⁶As, ⁸⁵Kr.

b) Medianamente tóxicos: ³H, ¹⁴C, ³²P, ³⁵S, ³⁶Cl,

⁵⁹Fe, ⁶⁰Co, ⁸⁹Sr, ¹³¹I, ¹³⁷Cs, ¹⁴⁰Ba, ¹⁹⁸Au.

c) Muy tóxicos: ⁴⁵Ca, ⁵⁵Fe, ⁹⁰Sr, ⁹¹Y, ⁹⁵Zr, ¹⁴⁴Ce, ²¹⁰Bi

En el agua de beber, la concentración máxima de actividad tolerable es de 10⁻⁴ mc/litro para los emisores beta. Para el iodo-131 emisor beta-gamma, concentrado en la tiroides, el límite de tolerancia no es más que de 10⁻⁵ mc/litro para el cromo-51 emisor gamma puro, menos peligroso para absorber, es de 0,5 c/m³. La del tritio es de 2.10⁻⁴ mc/cm³.

El grado máximo de iodo-131 en el cuerpo, con el máximo en la tiroides, es de 0,3 microcurios y el del tritio es de 10 microcurios.

Los diferentes trazadores posibles

Hay numerosos trazadores, entre los que distinguiremos los emisores beta puros y los emisores beta y gamma.

1) Emisores beta puros:

El tritio (³H, período de 12,5 años, energía 0,019 MeV). Se encuentra bajo forma de hidrógeno a 10 % de tritio o de agua tritiada a 200 mc/cm³.

El carbono-14 (¹⁴C, período de 5.700 años, energía 0,155 MeV).

El fósforo-32 (³²P, período de 14,3 días, energía 0,712 MeV). Se encuentra en Po₄ H₃ en solución de ácido clorhídrico de 5 a 10 mc/cm³ o en solución neutra de fosfato de sodio a 2 mc/cm³.

El azufre-35 (³⁵S, período de 87,1 día, energía 0,166 MeV). Se encuentra en SO₄ H₂ en solución acuosa clorhídrica de 1 a 10 mc/cm³.

El calcio-45 (⁴⁵Ca, período 164 día, energía 0,166 MeV). Se encuentra en CaCO₃-saturación, 530 mc.

El estroncio-90 (⁹⁰Sr, período de 28 años, energía 2,24 MeV). Se encuentra en NO₃Sr de 1 a 5 mc/cm³.

El estroncio-89 (⁸⁹Sr, período de 53 días, energía 1,46 MeV). Se encuentra en SrCO₃-saturación, 99 mc.

2) Emisores beta y gamma:

El sodio-24 (²⁴Na, período de 14,9 horas, energía beta 1,38 MeV y energía gamma 2,76 -1,38 MeV). Se encuentra en Na₂ CO₃ o en NaCl-saturación, 39 mc/gr.

El hierro-59 (⁵⁹Fe, período de 46,3 días, energía beta 0,46 -0,27 MeV y energía gamma 1,1-1,29 MeV). Se encuentra en Fe-saturación, 3,7 mc.

El cobalto-60 (^{60}Co , período de 5,2 años, energía beta 0,32 MeV y energía gamma 1,33-1,17 MeV). Se encuentra en Co o en Co_2O_3 -saturación, 990 mc; y también se encuentra en cloruro de cobalto de 2 a 50 mc/mlg.

El yodo-131 (^{131}I , período 8,5 días, energía beta 0,61-0,34 MeV y energía gamma 0,36-0,28 MeV). Se encuentra en I^-Na de 10 a 50 mc/cm₃.

El talio-170 (^{170}Tl , período 129 días, energía beta 0,97-0,98 MeV y energía gamma 0,084 MeV). Se halla en Tl_2O_3 -saturación a 1,2 curios.

El bromo-82 (^{82}Br , período 35,9 horas, energía beta 0,465 MeV y energía gamma 0,547-1,32 MeV). Se halla en NH_4Br -bromuro alcalino a 4 mc/mlg.

El bario-140 (^{140}Ba , período 12 días). Se miden las emisiones gamma provenientes del lantano y que son más penetrantes que las del bario.

Podemos clasificar estos isótopos de la manera siguiente:

1) Isótopos que puedan ser absorbidos o no reaccionar con el agua o con el terreno:

24	55	59	137	131	86	32
Son: Na,	Fe,	Fe,	Cs,	Ba,	Rb,	P,
45	90	89				
Ca,	Sr,	Sr.				

No podrán ser utilizados en los terrenos arcillosos u orgánicos que fijarán los cationes absorbibles.

Fe, no podrá ser empleado tampoco en las aguas donde se puede precipitar por oxidación. Ba, precipitará por la presencia de SO_4 ; K; P, no podrá ser tampoco utilizable.

Pero si las aguas subterráneas están cargadas de Na o Ca y si están en equilibrio químico con los terrenos que atraviesan, la fijación de 24 Na o de 45 Ca, no tendrá tendencia a producirse, y estos cationes podrán servir de trazadores.

2) Isótopos difícilmente absorbibles:

a) Isótopos con muy corta duración de vida ^{82}Br , no podrá servir más que muy raramente en hidráulica subterránea.

b) Isótopos con corta duración de vida: ^{131}I , debido a su período, nos permite utilizar este trazador en cierto número de casos: sobre corta longitud para aguas con débil circulación y sobre longitudes considerables para aguas con gran velocidad, como las de los **macizos calcáreos**.

Dada su actividad tan elevada, puede ser detectado con gran sensibilidad. Pero como el yodo-131 experimenta una absorción que no es siempre despreciable a causa de su débil concentración, interesa emplearlo junto con el yodo, como arrastrador.

c) Isótopos con larga duración de vida: ^3H , debido a su gran período nos permite emplearlo en los casos de velocidades débiles y de grandes trayectos. Tiene una actividad de unos 2.10^{16} desintegraciones por minuto y

por gramo, y su actividad natural específica es extremadamente débil.

La gran ventaja es que el tritio es soluble en agua y hace, por tanto, un solo cuerpo con ella.

2.ª Parte: Los trazadores y su relación con el acuífero

La circulación del agua en los terrenos

Los trazadores echados en un punto, son transportados por el agua hasta un punto inferior de la vena líquida, donde se les localiza, pero las láminas del líquido portador no tienen todas la misma velocidad y tampoco siguen caminos paralelos o caminos directos. El trazador llegará a puntos más bajos en diferentes intervalos de tiempo, que será necesario interpretarlo.

a) Los diferentes trayectos

Entre los numerosos trayectos se pueden distinguir:

1) Un trayecto general, que depende del vector máximo de gradiente hidráulico, derivado de la ley de Darcy. Pero dentro de este trayecto general de velocidad media, hay unos más rápidos y otros más lentos.

2) Los trayectos irregulares más rápidos que el general, que resultan de una mayor permeabilidad en zonas localizadas del acuífero, ya sea debido a la existencia de conductos mayores o más cantidad de poros. Estos trayectos pueden ser paralelos u oblicuos al trayecto general.

3) Los trayectos irregulares más lentos, que resultan de una menor permeabilidad a lo largo de ciertas zonas del trayecto general.

4) Trayectos en alternancia, regularmente dispuestos en una roca homogénea. Por ejemplo, en una arena, de granulometría muy heterométrica, coexisten los intersticios anchos y estrechos. Sobre algunos trayectos, o más exactamente, sobre algunas porciones de trayectos, las venas líquidas son unas más rápidas que otras. Pero en una roca homogénea, como todos los poros se comunican entre sí, las venas líquidas de velocidades diferentes se mezclarían y las probabilidades de tener en un punto de la parte baja, venas con trayecto uniforme más rápidas que otras, serán muy pocas.

5) Velocidades grandes y débiles en un mismo conducto. Las venas líquidas del centro de los conductos se mueven más rápidamente que las correspondientes a las paredes.

En régimen turbulento, todas las moléculas de agua poseen aproximadamente la misma velocidad media de circulación, cuando el trayecto es bastante grande. En régimen laminar como las venas líquidas se mueven paralelamente unas a otras en un conducto de sección

uniforme, la distribución de velocidades es regular. Pero, en las rocas, las secciones de los capilares son irregulares a lo largo del trayecto de la red líquida o acuífero y es posible que se mezclen redes líquidas de velocidades diferentes. Aunque la probabilidad de tener en la parte baja redes uniformes más rápidas o más lentas es mayor, que en el caso de rocas con porosidad de intersticios, queda relativamente anulado si el trayecto es suficientemente largo.

Se ve, que la probabilidad de los dos últimos casos, es menor si la roca es porosa o con fisuras finas y numerosas, mientras que en un macizo kárstico con anchas fisuras y conductos, sin movimiento turbulento de la red líquida, es bastante mayor.

b) El trayecto general

Es el que define la velocidad aparente del régimen laminar, turbulento o mixto en los terrenos:

$$U_a = a \sqrt{\frac{h}{l}} + b \frac{h}{l}$$

La velocidad media (U_m) es mayor que la velocidad aparente (U_a).

Estas son las velocidades aparentes o medias que se miden por medio de los trazadores, y se trata de ver cómo se pueden obtener con ayuda de diferentes velocidades dadas por los trazadores.

c) Los trayectos desviados

Podrán existir redes líquidas desviadas de los trayectos directos, llegando el trazador por ellas incluso antes que por la vena general. Pero estas venas de redes desviadas y que portan al trazador, pueden interferir a las redes portadoras directas.

No se puede establecer ninguna ley general que las concierne, sino admitir la posibilidad de su existencia y con esta existencia posible, constatar los resultados de los puntos de observación.

d) Los trayectos directos

Trayecto con movimiento turbulento. Supongamos un trazador mezclado con agua y que cada molécula fluya con las moléculas vecinas de agua.

En régimen turbulento, los movimientos de las moléculas son independientes y desordenados. En el curso de su desplazamiento, las moléculas del trazador se reparten según una ley gaussiana alrededor de un centro (fig. 1). Este centro coincide en el tiempo, con el punto de inyección desplazado en una distancia igual a la velocidad media.

Se obtienen también curvas simétricas de concentración del trazador en función del tiempo. Los centros de gravedad nos dan las medidas del tiempo medio desplazado, es decir, las velocidades medias (fig. 2).

El cuadrado del desplazamiento medio del trazador, respecto al punto de inyección, crece con la raíz cuadrada del tiempo transcurrido. La longitud de la base se agranda entonces con la distancia y por el contrario la curva se aplanan. Se ve entonces que la primera aparición del colorante no puede ser utilizada, porque varía con la distancia y por otra parte con el número de Reynolds. Los tiempos de toma de muestras deben estar dados por los centros de gravedad.

Dispersión de las venas líquidas

En una arena, una vena líquida, yendo de poro en poro, tendrá tendencia a subdividirse en dos, tres o cuatro venas, llegando frente a cada grano que lo rodearán. Cada uno de estos hilos secundarios harán otro tanto, llegando subdivididos a su vez frente a un nuevo

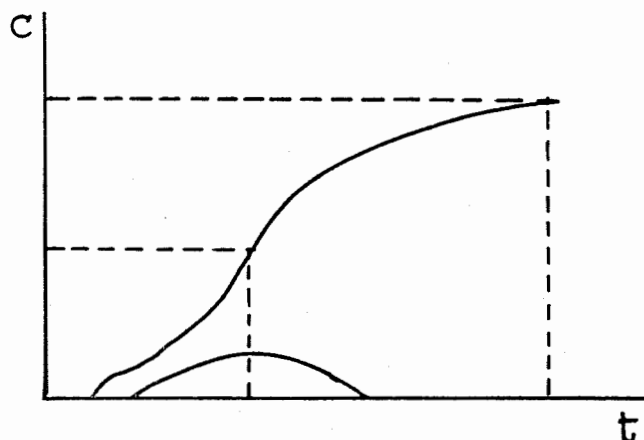


Fig. 1.—Curva simétrica de concentración en función del tiempo.

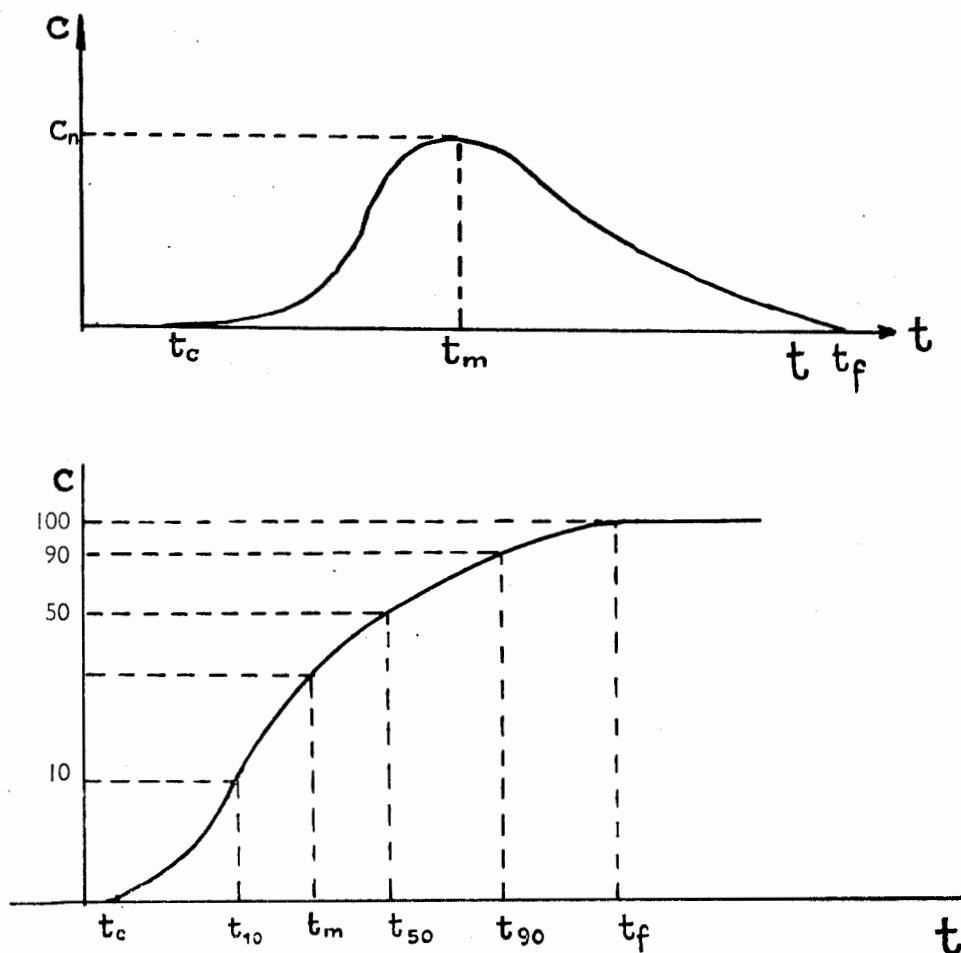


Fig. 2.—Curva de concentración en función del tiempo.

grano más bajo (fig. 3). Pero la vena líquida vecina de la primera hará otro tanto y todas las venas secundarias, terciarias, etc. resultantes fluirán con las venas secundarias, terciarias, etc. nacidas de la primera. También, no obstante, se produce una mezcla de venas, pero en general, a medida que caminan las venas líquidas, tendrán tendencia a separarse cada vez más del camino directo. Se producirá un cono de dispersión. Si la vena líquida es portadora de un trazador se verá gradualmente siguiendo un cono cuyo ángulo en el vértice, variable según la naturaleza de los granos, es de 6° (fig. 4).

El reparto de las concentraciones, en cada sección, forma una curva en campana, muy parecida a la de Gauss, y en el interior del cono, la concentración disminuye inversamente al cuadrado de la distancia al vértice.

A una cierta distancia del punto de inyección, el diámetro del cono de dispersión se convertirá en una magnitud igual al espesor del lecho acuífero. Si el cono tiene un ángulo de 6° , esta distancia es igual a 10 veces el

espesor del acuífero. El cono se aplanará cada vez más y el diámetro lateral del cono tendrá un gran número de veces el espesor del lecho, la concentración no disminuirá más que inversamente con la distancia.

En el caso que el flujo esté limitado lateralmente y las venas líquidas caminen todas con igual velocidad, la concentración será aproximadamente la misma durante todo el trayecto.

La absorción y la retención de los trazadores

Los fenómenos de absorción y de cambios de bases complican las relaciones entre los trazadores y los movimientos del agua.

Los cationes de los trazadores podrán ser fijados por algunos terrenos. Pero si esta absorción puede llegar a ser muy grande en los terrenos ricos en arcillas, en materias orgánicas, en hidróxido de hierro, en glauconio, será pequeña en los terrenos puramente silíceos, calcáreos o dolomíticos.

Los aniones, al contrario, no sufren más que peque-

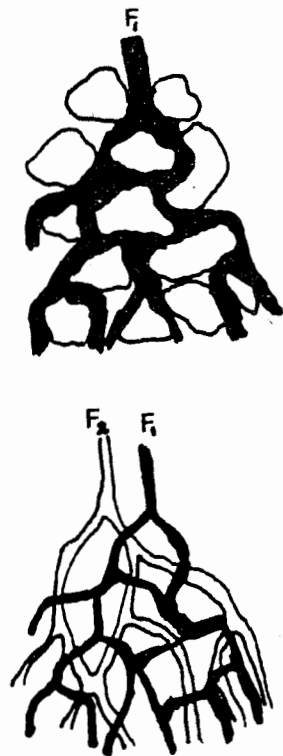


Fig. 3.—Flujo intersticial.

ñas retenciones casi despreciables. Esta es la razón por la cual cuando se utiliza una sal, el anión y no el catión debe ser elegido como trazador. También, en el caso del cloruro, Na Cl , Ca Cl_2 , Li Cl , $\text{NH}_4 \text{Cl}$, el trazador más indicado será el cloro.

No hay que olvidar que algunos trazadores pueden reaccionar químicamente, ya sea con los terrenos o bien con las sustancias contenidas en el agua.

El caminar de los trazadores

También, en el curso de su caminar en las rocas, la concentración del trazador disminuye gradualmente a lo largo de su recorrido.

- 1) Por los fenómenos de dispersión lateral de las diversas venas líquidas.
- 2) Porque unas venas líquidas circulan más rápidamente que otras.
- 3) Por la retención del trazador por el terreno.

Hemos visto que en razón de la dispersión lateral de diversas venas líquidas, la concentración del trazador disminuye desde lo alto hasta lo bajo de la corriente de agua, menos en el caso donde la vena está limitada lateralmente por todos los lados.

Hemos visto igualmente que las venas cargadas de trazador avanzan más rápidamente que otras y se mez-

clan, con las venas en retraso, no portadoras de trazador. El frente líquido, con una distancia dada del punto de partida, presentará una cierta longitud en el sentido de la marcha.

La concentración en la extremidad alta del frente será muy débil, y aumentará progresivamente hacia la extremidad baja, donde alcanzará su valor normal.

Pero si, en las mismas condiciones de flujo, hay fijación de cationes por el terreno, el frente del trazador será retardado. En efecto, los cationes serán fijados a una cierta distancia del punto de partida, disminuyendo progresivamente la concentración en cationes del trazador hacia la parte baja de la corriente de agua.

Si un nuevo líquido, desprovisto de trazador, se pone en contacto con el terreno habiendo fijado el trazador, como el líquido está sobresaturado con el terreno, se producirá una desorción de éste.

El trazador estará en contacto con el terreno desprovisto de éste. Tendrá lugar enseguida una nueva fijación, ello deformará completamente la curva de concentración del trazador en función del tiempo.

Métodos de Inyección de los trazadores en el acuífero

Se emplean principalmente dos métodos. Inyección con caudal continuo e inyección masiva de corta duración.

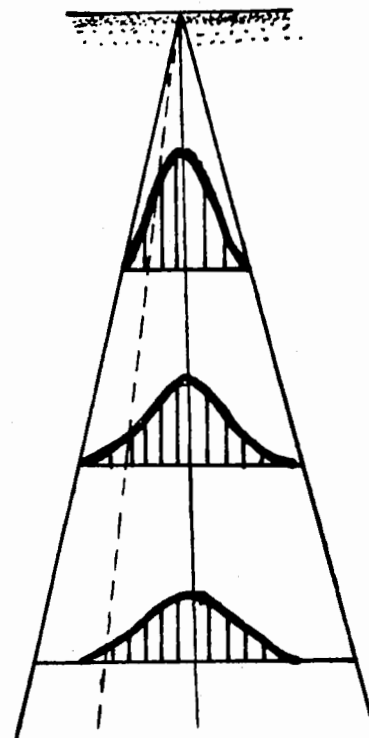


Fig. 4.—Cono de difusión o cono de dispersión.

A) Método de inyección continuo

1) **Método de dilución.** Consiste en verter un caudal constante (q) de solución de trazador, a la concentración C , en una corriente donde se quiere conocer el caudal Q .

Se mide en un punto bajo donde la mezcla está asegurada, la concentración C_v de la corriente, $Q + q$. Se tiene entonces por caudal Q :

$$Q = q \frac{C - C_v}{C_v}$$

Y cuando C_v es muy pequeña respecto a C , la ecuación precedente se simplifica

$$Q = q \frac{C}{C_v}$$

Supongamos que entre el punto alto de inyección y el punto bajo se añade una corriente lateral, el caudal medido será el del punto bajo. Si al contrario, la corriente se divide entre el punto de inyección y el punto de detección, el caudal medido será el que pasa por el punto de inyección.

Este método puede ser aplicado a las corrientes que circulan por los macizos calcáreos. Pero no permite calcular la velocidad porque las secciones medias de circulación son desconocidas entre los puntos altos y bajos de una corriente de agua.

En las láminas de agua con permeabilidad de intersticios, no es posible calcular ni los caudales, ni las velocidades, porque el caudal Q , determinado no puede ser transportado por una sección cualquiera en la lámina de agua. Este es un caudal parcial, de proporción desconocida y con mayor razón, no se puede conocer la velocidad.

2) **Método de velocidad.** Se inyecta, en el punto alto de manera continua, con un caudal constante de solución del trazador, y se toma el tiempo que tarda el frente del trazador en llegar al punto de observación.

Como el precedente, este es un método molesto porque necesita una gran cantidad de trazador.

Cuando el terreno no tiene ninguna capacidad de absorción, las venas más rápidas, portadoras del trazador, llegarán en el tiempo t , después las venas más lentas, mientras que las venas más rápidas continúan llevando el trazador, y al cabo de un cierto tiempo t_3 , todas las venas portadoras de trazador habrán llegado al punto de observación.

La curva de concentración presentará un frente con concentración cada vez más rápidamente creciente hasta un tiempo t_2 , después cada vez más lentamente creciente hasta el tiempo t_3 , a partir del cual la concentración será constante.

Como Danel lo ha mostrado, la velocidad media es igual a la mitad de la velocidad máxima y puede descender a un tercio de esta velocidad máxima. Se basará

sobre estos valores para determinar la velocidad de la corriente. Como hemos visto, no se puede utilizar el tiempo de aparición de la máxima intensidad del trazador.

B) Método de inyección masiva a corta duración.

Este método consiste en una inyección de muy corta duración en un punto alto. Después se mide el tiempo que el trazador tarda en llegar a lo bajo de la corriente de agua.

Debido a la diferencia de velocidad de las diversas venas líquidas, la concentración del trazador a su llegada al punto de observación, aumentará hasta un valor máximo, porque progresivamente, a las venas más rápidas portadoras del trazador, se le irán añadiendo las venas más lentas. Pero las venas más rápidas llevarán agua desprovista de trazador de la parte alta de la inyección masiva, mezclándose con las venas menos rápidas. Las venas cada vez menos rápidas de la parte alta operan de la misma forma.

Si se construye un gráfico de la concentración del agua en el punto de observación, en función del tiempo, se obtiene una curva más o menos en campana, pero con una cola (fig. 2).

Sobre la curva no acumulativa, se indicará el tiempo t_c , de aparición del trazador; la altura C_h , es decir la concentración máxima observada; el tiempo t_M y t_f de desaparición del trazador, el tiempo medio $t_m = 1/2 (t_f - t_c)$.

Sobre la curva acumulativa se llevará, contra los elementos precedentes: el tiempo t_{50} , de la mediana, correspondiente al centro de gravedad; tiempo, t_{10} , del 10° centilo; el tiempo, t_{90} , del 90° centilo.

Se determinará la desviación, D , interdecilo, $t_{90} - t_{10}$.

Se calculará el tanto por ciento de recuperación, es decir el porcentaje de trazador encontrado respecto al trazador introducido. La cantidad de trazador encontrado está dada por la superficie situada bajo la curva acumulativa. Este porcentaje de recuperación da no solamente las pérdidas, sino también la dispersión de las venas líquidas a partir del punto de inyección.

Aquí también indicaremos los 2 casos: ausencia de fenómenos de absorción y absorción notable del trazador.

1) **Ausencia de absorción.** Con la ausencia de absorción, la curva de concentración en función del tiempo toma una forma de campana, aproximadamente simétrica.

La anchura de la curva en campana depende esencialmente de la diferencia de velocidad de las diversas venas líquidas circulantes en el interior del acuífero, diferencia en el interior de un mismo capilar o conducto del acuífero y diferencia debida a los diámetros diversos de los capilares y de los conductos. Esta anchura será, por tanto, más grande que la diversidad de las velocidades.

La altura de la curva en campana dependerá de los

factores que determinan la curva. Como la superficie encerrada por la curva representa la cantidad de trazador pasado, a un alargamiento de la curva corresponde una disminución de la altura del frente.

Pero la altura de este frente depende también de la dispersión de las venas líquidas a partir del punto de inyección. Si el medio tiene grandes dimensiones, de modo que la inyección pueda ser considerada como puntual, y que de este punto parta un cono de dispersión regular, la concentración a lo largo de una recta resultado del punto de inyección es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia. En una sección perpendicular al eje del cono, la concentración es máxima en este eje y disminuye gradualmente hacia los extremos.

Si el trazador llena completamente todo el espesor del acuífero, la disminución de la concentración no es más que proporcional a la distancia, a partir de la cual el trazador ha llenado todo el espesor del lecho del acuífero.

Sucesión de frentes: Los trayectos desviados pueden hacer disimétrica la curva, aumentando la concentración de la cola.

En otros casos, la llegada de los desvíos podrá producir frentes secundarios, generalmente situados detrás del frente principal.

Pero se concibe muy bien que un desvío pasando por un conducto más amplio, pueda llegar al punto de observación antes que el frente del movimiento general y antes que la aparición del trazador del movimiento general.

Lo que importa es conocer la velocidad media del agua, porque es la que generalmente es el objeto de estudio.

En efecto, la velocidad media del agua puede ser medida en un terreno que con porosidad, m , y volumen de agua, V , que se ha desplazado delante del frente del trazador.

Sea V_f el volumen de líquido contenido en el terreno y que será desplazado delante del frente, es decir entre el punto de inyección y el punto de observación. Sea V , el volumen del líquido necesario para desplazar V_f . Se tiene entonces:

$$V_t = \int_0^V \left(1 - \frac{C}{C_0} \right) dV$$

V_f puede ser medida por una integración gráfica del aire situada encima del frente.

Pero se advertirá que los volúmenes pueden ser reemplazados por los tiempos sobre el gráfico, puesto que se puede pasar de volúmenes, V , a los tiempos, t , introduciendo en la ecuación precedente la constante, m , porosidad y velocidades, V :

$$t_f = \int_0^t \left(1 - \frac{C}{C_0} \right) dt,$$

t, siendo el tiempo medio puesto por la nube para llegar al punto de observación.

Como hemos visto, la velocidad media sería, o superior o igual a la mitad de la velocidad máxima, correspondiente a la aparición del trazador. Y Danel encuentra experimentalmente que esta velocidad media es igual a un medio y a un tercio de la velocidad máxima.

Según las experiencias en laboratorio con cilindros llenos de tierra, la velocidad media está dada por la posición del centro de gravedad, es decir por el tiempo con el cual el 50 % del trazador pasa.

Según Archibald, la mejor medida del tiempo teórica de detención es el 70,7e centilo.

2) Presencia de fenómenos de adsorción

Cuando hay fenómenos de adsorción y de desorción, se añaden numerosas dudas.

Primero, el tiempo de aparición del trazador no es mayor que el tiempo de llegada de la vena líquida más rápida. Todo el frente del trazador es desplazado detrás del frente del líquido. Se produce, un retraso, en los fenómenos de adsorción y de desorción, y este retraso es mayor cuando el trazador es más fuertemente adsorbido y el trayecto es más largo.

La longitud de la nube. A las diversas causas de alargamiento de la nube del trazador, que tienen lugar fuera de todo fenómeno de adsorción y de desorción, hace falta añadir que si los fenómenos de adsorción y desorción eran instantáneos, el frente de la nube tendría siempre la misma longitud, a lo largo de su trayecto. Pero las reacciones de cambio exigen un cierto tiempo y también el frente se extiende a medida que avanza. Si la velocidad de desorción es pequeña, queda el trazador en el terreno y la cola de la nube se hace muy larga.

La altura del frente, fuera de todos los fenómenos en medio no adsorbente, disminuye cuando, por las causas precedentes, la nube se alarga; pero dependerá también de las pérdidas del trazador en el terreno. De otra forma dicho, el frente se debilitará más cuando el medio sea más adsorbente y el trayecto más largo.

La velocidad media no puede ser calculada utilizando la aparición del trazador, porque esta aparición está retardada respecto a la llegada de las venas líquidas más rápidas y no se puede calcular este retraso.

Esto muestra que si hay incertidumbres con los trazadores no adsorbibles, estas incertidumbres son mayores con los trazadores adsorbibles, por eso hay que rechazar estos últimos.

Estas notas y gráficos están sacados, principal y casi exclusivamente, de la publicación

SCHOELLER, H.: "LES EAUX SOUTERRAINES"

Otra bibliografía consultada:

- Groupe Speleologique des Campeurs d'Alsace: "Sous Terre", n.º 16. 1968.
- Spelunca: (Recettes d'emploi des Floucapteurs", n.º 3
- Stalactite. Organo de la Sociedad Suiza de Espeleología, n.º 1. Diciembre 1968.
- Droque, C.: "Sur l'utilisation des ions naturels en solutions comme traceurs dans les aquifères calcaires". Annales de Espléologie. Tomo XVIII, fascículo 4. 1963.
- Fernández Gutiérrez, J. C.: "Nota sobre una colocación de aguas efectuada en Matienzo". Cuadernos de Espeleología, n.º 1. 1965.
- Marohand, Géo: "Spéléologie. Le petit guide".
- Karst Groundwater Investigations. Grece.

TIPOS DE REGIMENES EN LA CIRCULACION DEL AGUA

Por NESTOR DE GOICOECHEA

(Recibido 20-11-69)

Summary

It describes briefly the types at the flow movement of water: steady state and variable steady, laminar and turbulent, giving the experience of Reynolds. At the end and also briefly and plainly it is defined the movement of water through the defining grounds by the law of Darcy.

Resumé

On y décrit brièvement les types de flux du mouvement de l'eau: régime permanent et variable et régime laminaire et turbulent; en expliquant l'expérience de Reynolds. En dernier lieu, et aussi brièvement et strictement, on y définit le mouvement de l'eau à travers les terrains définis par la loi de Darcy.

Describiremos brevemente cuatro tipos de derrame o circulación del agua en la naturaleza, haciendo más hincapié en los dos últimos. Los derrames son: permanente y variable, laminar y turbulento.

Movimiento del agua

La variación de la velocidad del agua o de cualquier fluido en general, respecto al tiempo, al pasar éste de un punto (x, y, z) a otro (x + dx, y + dy, z + dz) nos viene definida por la ecuación:

$$\frac{du}{dt} = \underbrace{\frac{\partial u}{\partial x} u + \frac{\partial u}{\partial y} v + \frac{\partial u}{\partial z} w}_{\text{término convectivo, función de la posición}} + \underbrace{\frac{\partial u}{\partial t}}_{\text{término local, función del tiempo}}$$

Régimen permanente: es cuando el término local es nulo, es decir:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = 0$$

esto quiere decir que en cada punto y a lo largo del tiempo la velocidad del agua es constante.

Régimen variable cuando:

$$\frac{\partial u}{\partial t} \neq 0$$

Esto quiere decir que, según varía el tiempo, la velocidad del agua en un mismo punto es variable. Esto ocurre

tanto en la época de lluvia como en la de sequía. Por ejemplo, en una gran tormenta veremos cómo aumenta la velocidad del agua de un torrente a simple vista.

EXPERIENCIA DE REYNOLDS

Régimen laminar y turbulento

El agua, al circular por un conducto cualquiera, contiene una cierta cantidad de energía, definida principalmente por su energía potencial, cinética, interna y la debida a las fuerzas exteriores.

Al aplicar la ecuación de **Bernoulli** sobre el principio de la conservación de la energía en el derrame de un líquido, se observa que existe una pérdida de energía mecánica debida al frotamiento del agua con las paredes del conducto.

Esta energía de frotamiento j, o pérdida de carga (pues a las energías del líquido se les da el concepto de carga), la definió **Hagen** como:

$$j = \left(\frac{8 \cdot \mu \cdot L}{R^2 \cdot \rho \cdot g} \right) u + \left(\frac{1,35}{g} \right) u^2$$

siendo μ la viscosidad.

L, la longitud donde se mide la pérdida.

ρ , la densidad.

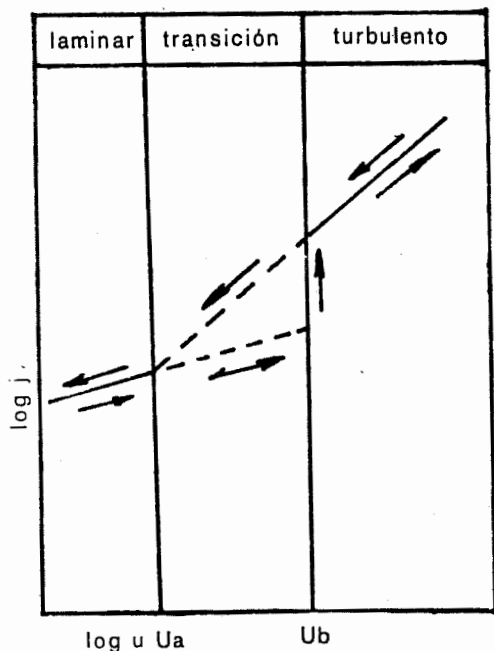
g, la fuerza de la gravedad.

u, la velocidad del agua.

R, radio de la sección circular. En el caso de que la sección no fuese circular, se emplea el radio hidráulico m.

$$m = \frac{\text{área de la sección transversal}}{\text{perímetro mojado}}$$

Reynolds observó que para u pequeño, predomina el coeficiente de u lineal ($j = f(u)$) y para u grande, era el de la u^2 el que predominaba, es decir, $j = f(u^2)$ y estableció el siguiente gráfico:



a las velocidades de cambio de régimen u_a y u_b les llamó velocidades críticas.

Injectaba agua coloreada en un caudal de agua de velocidad u cuando ésta u era pequeña, que coincidía con una j correspondiente a un régimen laminar, la vena líquida coloreada era una única y uniforme (1). Al aumentar u y correspondiente j a valores de un régimen de transición, la vena líquida coloreada se hacía sinuosa (2). Y, por último, a grandes valores de u , que correspondían a valores de j de régimen turbulento, toda la masa líquida se coloreaba (3).

NUMERO DE REYNOLDS

El paso de régimen laminar a turbulento depende de la temperatura del agua, sección del conducto, rugosidad de las paredes, velocidad del agua, etc.

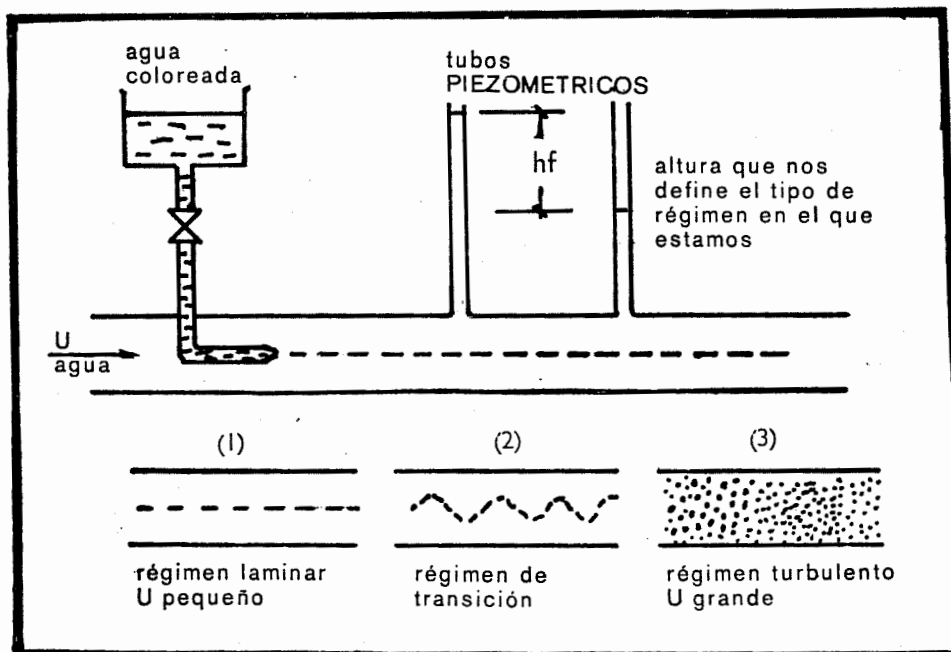
Reynolds definió a la expresión $\frac{\mu}{D \cdot \rho}$, como velocidad característica (u_o), pues su ecuación de dimensiones es la de una velocidad.

$$\left(\frac{\mu}{D \cdot \rho} \right) = \frac{M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}}{L \cdot M \cdot L^{-3}} = L \cdot T^{-1}$$

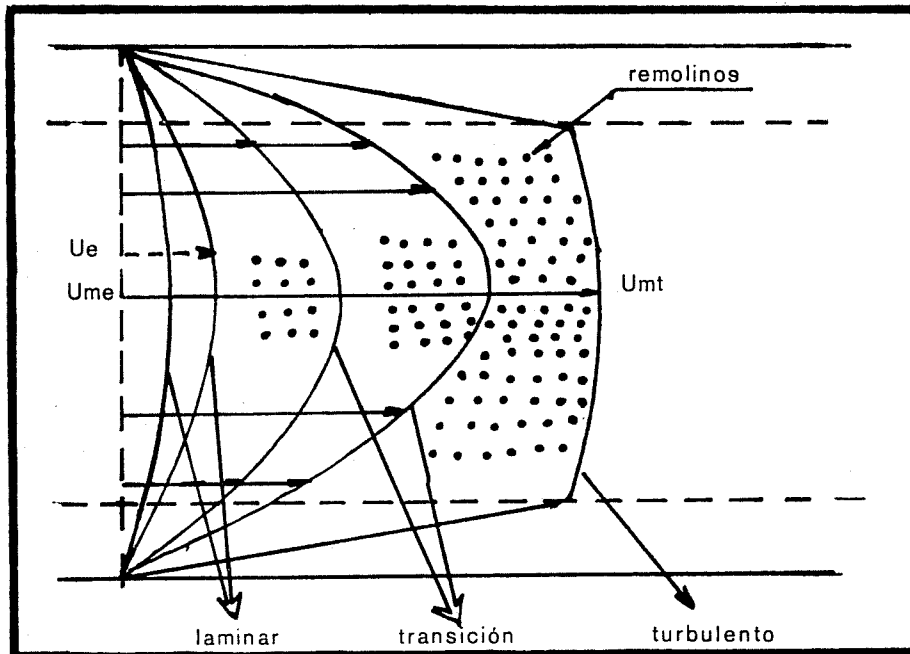
y vio que la expresión siguiente definía con toda precisión al régimen de desplazamiento o circulación de un líquido:

$$Re = \frac{u}{u_o} = \frac{u}{\frac{\mu}{D \cdot \rho}} = \frac{D \cdot u \cdot \rho}{\mu}$$

Esta misma observación fue ratificada con su experiencia:



REPARTO GRAFICO DE LAS VELOCIDADES



siendo aproximadamente:

$$\begin{aligned} Re &\leq 2.10^3 && \text{Régimen laminar} \\ 2.10^3 &< Re &\leq 4.10^3 && \text{transición} \\ Re &> 4.10^3 && \text{turbulento} \end{aligned}$$

Capa límite en flujo laminar, de espesor variable

$$e = K \frac{\nu \cdot x}{u_x}$$

siendo:

e, espesor.

 ν , viscosidad cinemática.

k, constante = 3,4, según Blasius.

 u_x = velocidad lineal del agua a la distancia x de la pared.

Según esto vemos que:

- a) en flujo laminar existe una velocidad ($\bar{u}_l$) media local o de transporte que lleva el líquido y que suele coincidir con valores bajos de la misma y que vale:

$$u_l = \frac{u_{max_l}}{2}, \text{ existiendo gran variación entre los dis-}$$

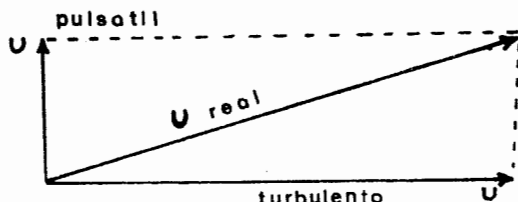
tintos puntos de la masa líquida, que fluye en el sentido vertical, a manera de láminas, sin entremezclarse.

- b) en flujo turbulento, además de la anterior velocidad media o principal (u_l), que vale en este caso

$$u_t = u_{max_t} \cdot 0,8; \text{ existe una velocidad pulsátil o}$$

REGIMEN	LAMINAR	TURBULENTO
PERMANENTE		
VARIABLE		

de oscilación, hallada por Mikuradse, y que varía de un mínimo a un máximo, pasando por el valor cero. Sumando ambas velocidades en un punto cualquiera, tendremos la velocidad real de la partícula en el instante t , cuya dirección no tiene por qué coincidir con el movimiento general de toda la masa líquida: en el instante t :



sumando en un intervalo de tiempo T , la velocidad pulsátil de cada partícula es nula.

En el régimen turbulento vemos que casi todos los puntos tienen un valor casi idéntico e igual a la velocidad máxima.

MEDICION DEL NUMERO DE REYNOLDS

Aunque se puede efectuar directamente por su expresión matemática, es más normal hallarlo en función del caudal Q .

Para el caso de una sección circular sería:

$$A = \frac{\pi \cdot D^2}{4}; Q = A \cdot u$$

$$Re = \frac{4}{\pi} \cdot \frac{Q \cdot \rho}{\mu \cdot D}$$

si la sección no fuese circular, se suplantaría el D por m , anteriormente indicado.

En la naturaleza el agua puede fluir o bien por cauces superficiales o de la zona de aireación, cuyo flujo queda definido por los conceptos anteriores o por la capa freática, donde toda la masa de agua circula por todos los conductos, poros, fisuras, etc. que encuentra a su paso, de una forma amplia, abarcando todos los intersticios, sin necesidad de formar ningún río con su cauce, concepto equivoco que normalmente el espeleólogo tiene, de la circulación subterránea profunda del agua.

Para definir el flujo del agua en la capa freática se utiliza la ley de Darcy, y en los casos que a continuación exponemos esta ley nos define el derrame o circulación del agua a través de los distintos terrenos por donde fluya, cuya división principal es la de terrenos porosos y terrenos fisurados, división, esta última, en la que entran las calizas.

RÉGIMEN PERMANENTE EN CIRCULACION LAMINAR

En terrenos porosos:

$$\vec{V} = -K \text{ grad } \varphi$$

siendo:

$\vec{V}$, velocidad de las capas de agua.

K , coeficiente de permeabilidad.

$\text{grad } \varphi$, La energía mecánica total que lleva el agua y que es debida principalmente, a su energía potencial de derrame, se define como carga hidráulica y es función de la posición.

$$\varphi = f(x, y, z) \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \\ \frac{\partial \varphi}{\partial y} \\ \frac{\partial \varphi}{\partial z} \end{array} \right\} \rightarrow J = \text{grad } \varphi$$

En terrenos fisurados:

$$\vec{V} = -\bar{K} \text{ grad } \varphi$$

siendo en este caso $\bar{K}$ tensor de permeabilidad.

Régimen variable en circulación laminar

En este caso:

$$\vec{V} + \alpha \frac{dv}{dt} = -K \text{ grad } \varphi$$

siendo el sumando $\alpha \frac{dv}{dt}$ efecto de la aceleración.

La expresión matemática para definir el derrame en circulación turbulenta requiere un planteamiento matemático complicado que lo dejamos para mejor ocasión.