

**CAPÍTULO III. HIDROLOGÍA E HIDROQUÍMICA DE LAS AGUAS MINERALES  
(NATURALES Y MINEROMEDICINALES).**

**Autores.**

**Juan Reinerio Fagundo, Castillo, Margaret Suárez Muñoz, Patricia González Hernández, Arsenio González, Martínez.**

## CAPÍTULO III. HIDROLOGÍA E HIDROQUÍMICA DE LAS AGUAS MINERALES (NATURALES Y MINEROMEDICINALES).

### III.1. Hidrología básica de las aguas minerales naturales y mineromedicinales.

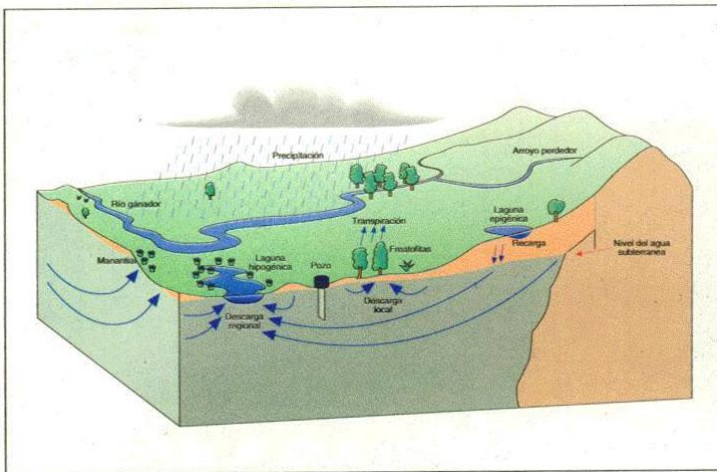
La Hidrología es la disciplina científica que estudia el agua en su más amplia acepción. Cuando el agua se utiliza con fines terapéuticos, entonces es objeto de estudio de otras disciplinas relacionadas: la Hidrología Médica, la Hidroterapia y la Talasoterapia (Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994a). Si el agua empleada para estos fines es de origen subterráneo agua mineromedicinal- la parte de la Hidrología Médica que se encarga de su estudio es la Crenoterapia (San José, 1998).

La Hidrología se subdivide a su vez atendiendo a diferentes criterios, siendo la más simple de las divisiones la que comprende la Hidrología Superficial y la Hidrología Subterránea o Hidrogeología, según se ocupe del estudio de las aguas superficiales o subterráneas respectivamente.

La Hidrogeología estudia las características de las aguas que se mueven por los espacios vacíos -poros, fisuras y cavernas- de las rocas. La ocurrencia de las aguas está asociada a las formaciones geológicas más o menos permeables conocidas como acuíferos, y su movimiento depende de las propiedades físicas de las rocas que lo componen (figura 15). Este movimiento puede expresarse en términos de retención y

rendimiento de agua (Keith-Todd, 1970).

**Figura15. Bloque diagrama representativo del funcionamiento de un acuífero que drena hacia un humedal (Bernáldez et al., 1988).**

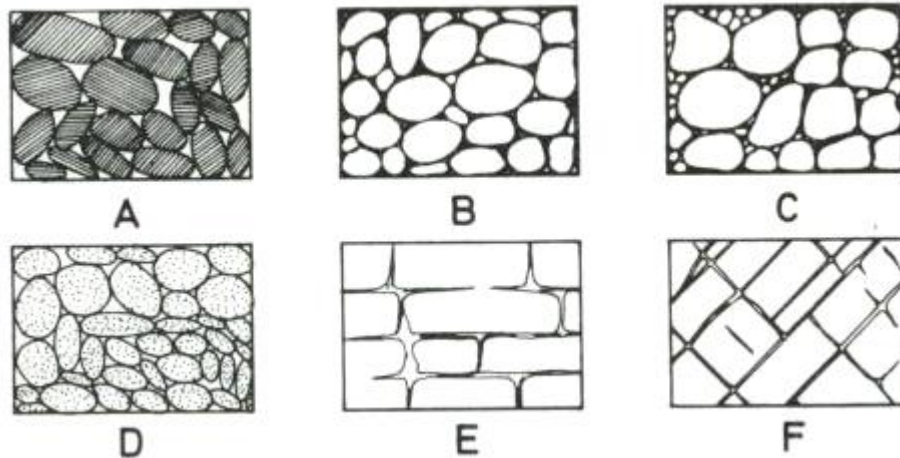


Algunos materiales –por ejemplo la arcilla- constituyen formaciones impermeables que pueden contener agua, pero son incapaces de transmitir cantidades significativas de la misma. Existen otras formaciones prácticamente impermeables que no contienen ni transmiten agua -por

ejemplo el granito- a no ser que estén fracturadas o alteradas en superficie; son las rocas que se catalogan como duras y cuyo interés hidrogeológico aumenta de día en día.

La porosidad de un suelo o roca es una medida del contenido de espacios vacíos en relación con el volumen total, y depende del tipo de roca. La porosidad original -o primaria- es la adquirida por la roca durante su proceso de formación en diferentes ambientes geológicos –sedimentarios, ígneos o metamórficos-. La porosidad secundaria se origina con posterioridad a la formación de la roca por agrietamiento, fisuración o disolución química (figura 16). Atendiendo a su tamaño los poros o grietas pueden ser desde dimensiones capilares a muy grandes –escala métrica-, y pueden encontrarse aislados o constituyendo redes conectadas a través de conductos.

El 90 por ciento de los acuíferos aprovechables consisten en rocas no consolidadas, principalmente grava y arena. Las areniscas y conglomerados son formas cementadas de arena y grava, y por esa razón su permeabilidad y rendimiento han sido reducidos por el cemento. Los mejores acuíferos en areniscas son aquellos que se encuentran sólo parcialmente cementados. Los conglomerados poseen una distribución limitada y no son de gran importancia como acuíferos.



**Figura 16. Representación esquemática de distintos tipos de rocas indicando la relación entre su textura y porosidad (Meinzer, 1923; in: Custodio y Llamas, 1983)**

. A) Depósito sedimentario de granulometría homogénea y gran porosidad. B) Depósito sedimentario de granulometría homogénea cuya porosidad ha disminuido por cementación de sus intersticios con materias minerales. C) Depósito sedimentarios de granulometría heterogénea y escasa porosidad. D) Depósito sedimentario de granulometría homogénea formado por elementos que a su vez son porosos, por lo que la porosidad es muy elevada. E) Roca dura porosa por disolución a favor de fracturas (prototipo de roca cársica). F) Roca dura porosa por fracturación –sin disolución–.

Las rocas cristalinas y metamórficas se han catalogado de forma tradicional como prácticamente impermeables, pero actualmente sabemos que cuando están fracturadas – lo que es muy frecuente- y/o meteorizadas constituyen acuíferos que pueden llegar a ser muy importantes (figura 17). Los suelos arcillosos no tienen propiedades permeables, debido a su capacidad para retener pero no para transmitir el agua.



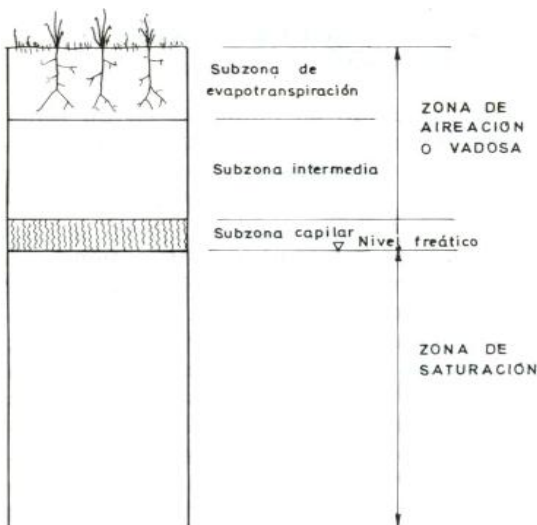
**Figura 17. Esquema de la circulación del agua subterránea en un acuífero libre en roca fracturada (Custodio y Llamas, 1983).**

Las propiedades acuíferas de las rocas calizas dependen de su densidad, porosidad y permeabilidad. Los acuíferos más importantes desarrollados en este tipo de medios se caracterizan por presentar una apreciable porción de roca que ha sido disuelta o removida. Los espacios vacíos dentro de las rocas pueden variar desde tamaños microscópicos hasta grandes cavernas, especialmente las de tipo carbonatada por ser solubles y susceptibles de disolución química. Menos frecuentemente se originan acuíferos importantes en el yeso y otras rocas solubles.

En el proceso de disolución del carbonato de calcio  $-CaCO_3-$  juega un importante papel el dióxido de carbono  $-CO_2-$  atmosférico capaz de disolverse en el agua de lluvia y el originado en el suelo mediante los procesos microbiológicos de descomposición de la materia orgánica. En este tipo de acuíferos –denominados kársticos o cársicos- el agua circulante tiende a incrementar la permeabilidad –se habla de permeabilidad creciente- al aumentar el espacio ocupado inicialmente por los poros y grietas. Por lo general, los terrenos calizos de desarrollo reciente tienen abundante drenaje subterráneo y son origen de grandes acuíferos con elevados recursos de aguas subterráneas.

### III.1.1. Circulación del agua subterránea y tipos de acuíferos.

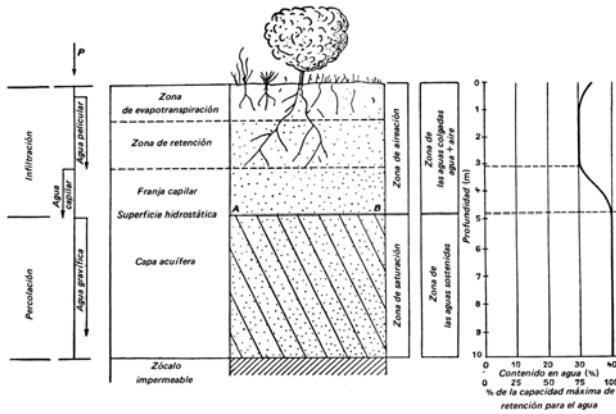
La circulación del agua subterránea depende de la zona hidrogeológica por donde ésta se mueve. Aunque las posibles zonas han sido denominadas de forma distinta por diferentes especialistas, en general se distingue la zona no saturada –zona vadosa o de aireación- y la zona saturada –puede ser freática o de circulación profunda- (figura 18).



**Figura 18. Zonas de humedad del suelo (Custodio y Llamas, 1983).**

La zona no saturada se caracteriza por presentar espacios vacíos que pueden ser

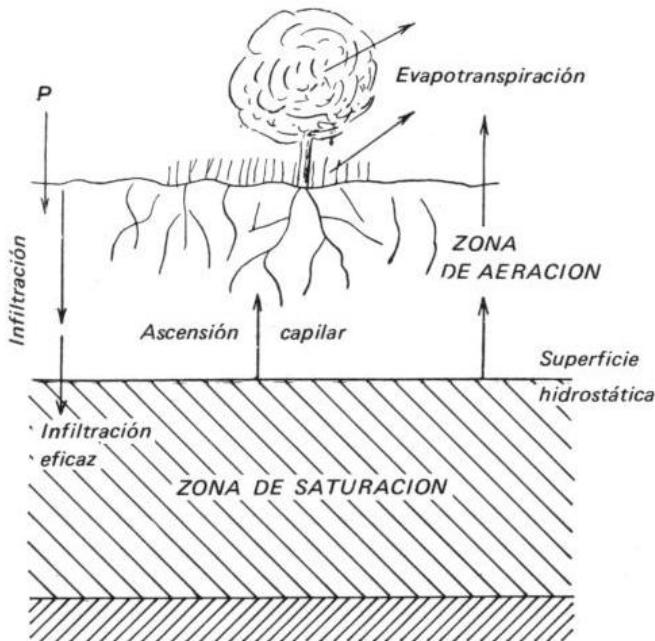
ocupados por aire o agua. Ha sido subdividida en zona de agua del suelo, zona intermedia y zona capilar, según se encuentre más cercana a la superficie del suelo, en un nivel más distante o próximo al nivel que limita la zona freática o de saturación. El espesor de la zona de aireación depende del tipo de suelo y de la vegetación. Juega un importante papel en el desarrollo agrícola. En esta zona, una parte del agua que se infiltra humedece el suelo y es retenida por las raíces de las plantas que intervienen en el proceso de evapotranspiración. Otra parte logra infiltrarse hasta la zona freática (figuras 19 y 20).



**Figura 19. Detalle de las zonas de humedad del suelo (Castany, 1973).**

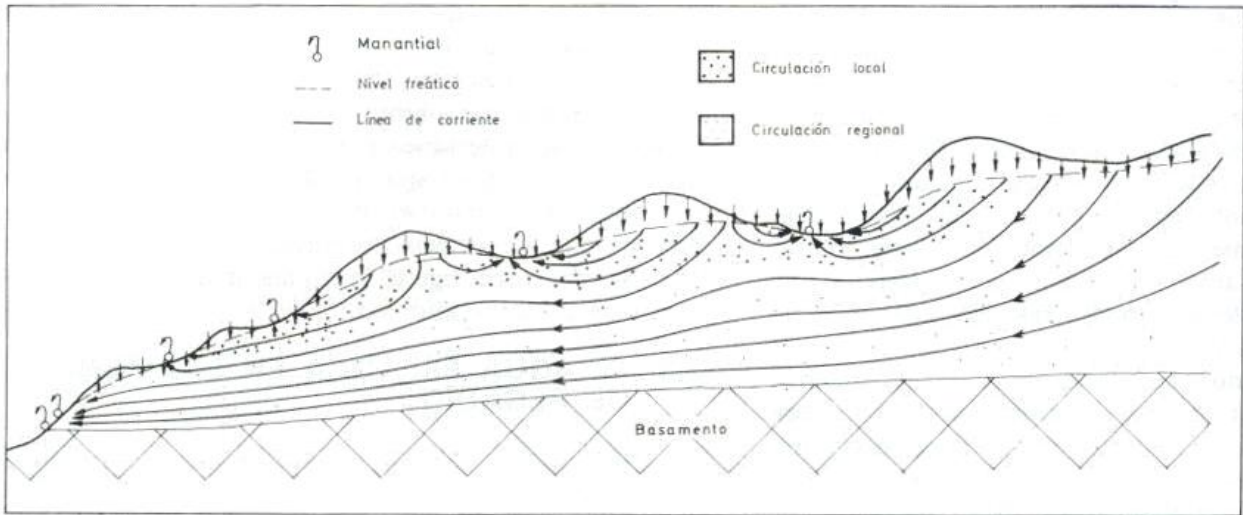
En la zona saturada el agua subterránea llena todos los intersticios de las rocas, y la porosidad eficaz es una medida directa del contenido de agua libre –y liberable- por unidad de volumen. Si se trata de una capa acuífera freática una parte de esta agua drena hacia horizontes acuíferos más profundos en sentido vertical, o bien fluye hacia los ríos, lagos o

el mar a través de surgencias puntuales –manantiales- o a través de zonas más amplias –rezumes-, y ambas formas de drenaje superficial pueden ser subaéreas u subacuáticas. Otra parte puede ser extraída por el hombre mediante bombeo en pozos y sondeos con fines de abasto.



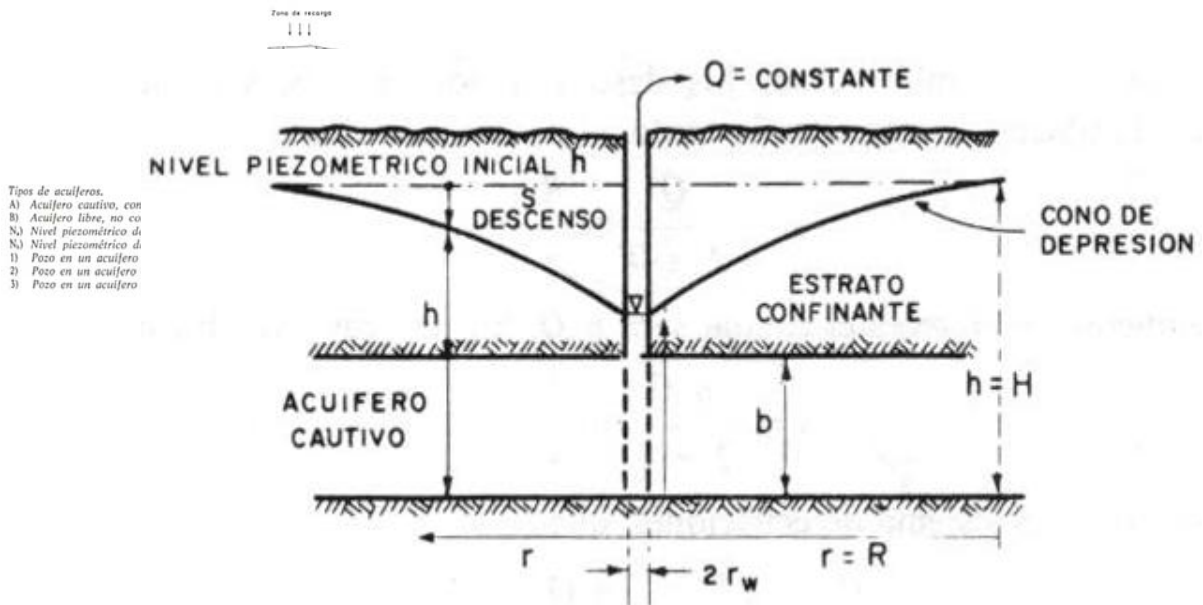
**Figura 20. Circulación vertical de las aguas subterráneas (Castany, 1973).**

Si se trata de una zona de saturación y circulación profunda, entonces el drenaje puede ser a grandes profundidades –normalmente drenaje de tipo regional- (**figura 21**) y se caracteriza por el hecho de que las aguas presentan por lo general elevados contenidos de minerales y gases disueltos. Suelen presentar propiedades minero medicinales apropiadas para la cura de diferentes enfermedades. Emergen al exterior a través de manantiales o pozos perforados por el hombre



**Figura 21. Esquema de circulación del agua subterránea en un acuífero libre detrítico –materiales permeables recargados por la lluvia en los que se establece circulación local y regional- (Custodio y Llamas, 1983)**

Según sean los materiales geológicos que limitan al acuífero, éste puede catalogarse bajo la denominación de acuífero libre, confinado o semiconfinado (Keith-Todd, 1970; Custodio y Llamas, 1983). A su vez, varios acuíferos pueden estar superpuestos en vertical (figura 22).



**Figura 22. Tipos de acuíferos (Custodio y Llamas, 1983).**

Los acuíferos libres son aquéllos que sólo presentan una capa impermeable subyacente y en los bordes de la cuenca subterránea, no así en su parte superior (figura 23). Se



alimentan directamente de las precipitaciones, formándose zonas saturadas en profundidad por infiltración vertical, e incluso zonas saturadas colgadas o suspendidas por capilaridad –tanto en acuíferos por porosidad como en acuíferos por fracturación- (figura 24). La composición química de las aguas que se mueven en este tipo de acuíferos reflejan las propiedades litológicas -composición mineralógica- de las rocas que lo conforman.

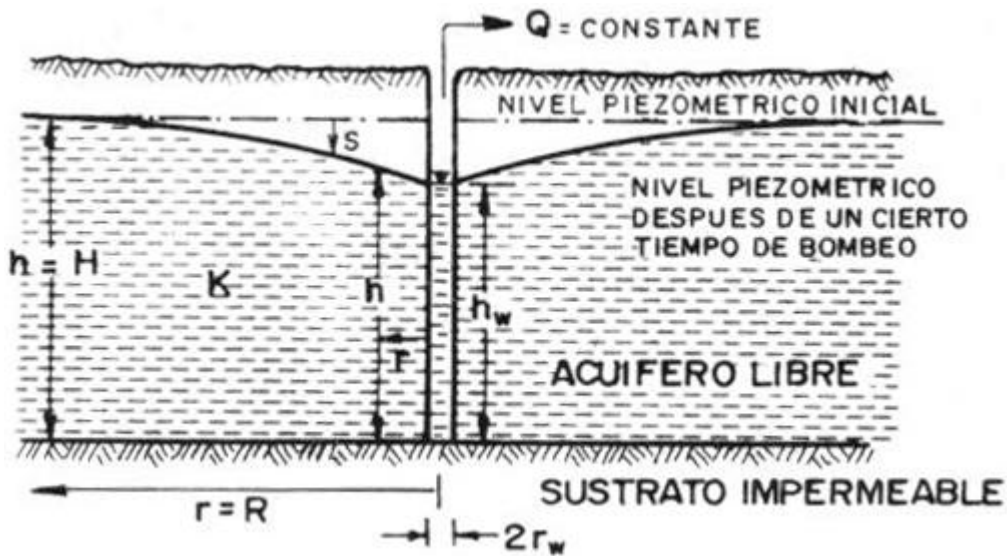
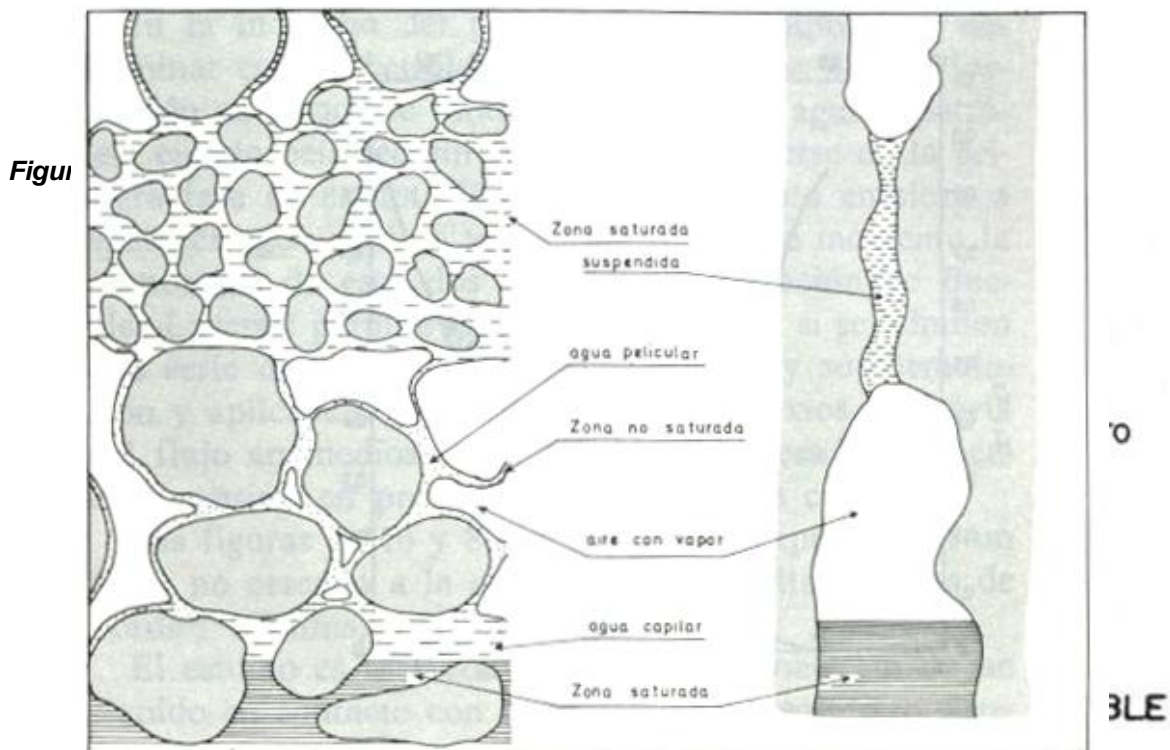
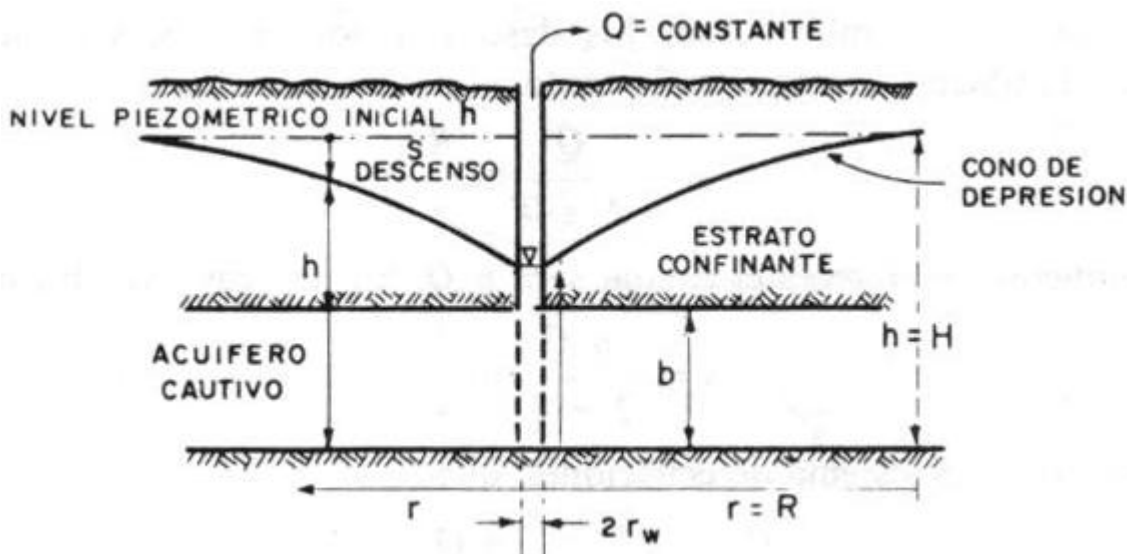


Figura 23. Acuífero libre con flujo radial (Custodio y Llamas, 1983)



**Figura 24. Ejemplo de formación de zonas saturadas suspendidas por capilaridad en acuíferos libres detríticos y en estrechamiento de grietas en acuíferos libres fisurados con permeabilidad creciente –por disolución del material- (Custodio y Llamas, 1983).**

Los acuíferos confinados -también denominados artesianos- presentan además una capa impermeable suprayacente que no permite su alimentación directa, sino a partir de una zona distante donde el material acuífero aflora en superficie y queda expuesto a la infiltración de las precipitaciones (figura 25). La composición química de las aguas que discurren en los acuíferos confinados es muy constante y no refleja las propiedades del material rocoso del sitio de muestreo, sino que depende del material que forma parte de su zona de alimentación y de las características del propio acuífero, de las capas confinantes o de los flujos hidrotermales.



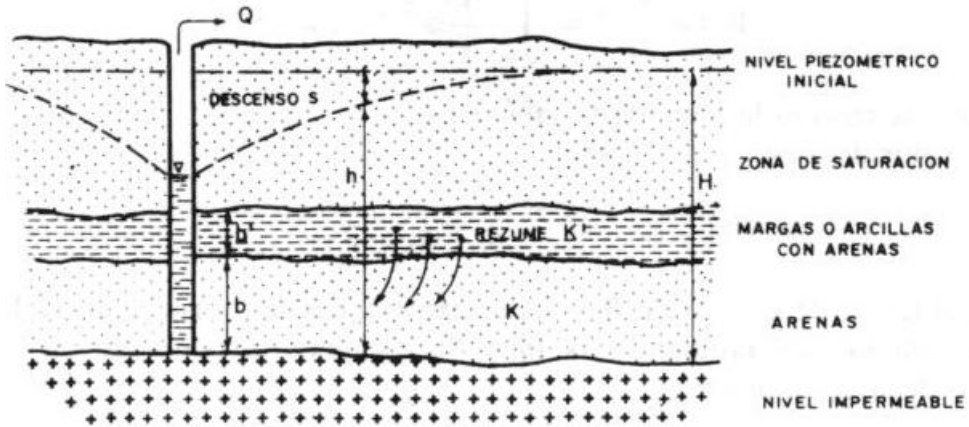
**Figura 25. Acuífero confinado con flujo radial (Custodio y Llamas, 1983).**

Una propiedad hidrodinámica de los acuíferos confinados es que cuando el hombre perfora un pozo en ellos, el nivel del agua se eleva por encima del techo impermeable y ésta puede incluso brotar espontáneamente con un caudal prácticamente constante, debido a que el agua se encuentra sometida a una elevada presión a consecuencia del confinamiento (figura 22).

Los acuíferos semiconfinados son de tipo mixto –mitad libres y mitad confinados-. se caracterizan porque a techo o muro tienen un material semipermeable –acuitardo- que conecta el flujo del acuífero con flujos de agua procedentes de otro acuífero situado por encima o por debajo del acuífero en cuestión, con lo que la recarga puede ser en uno u otro sentido en función de la diferencia de cargas hidráulicas entre ambos (figura 26). El

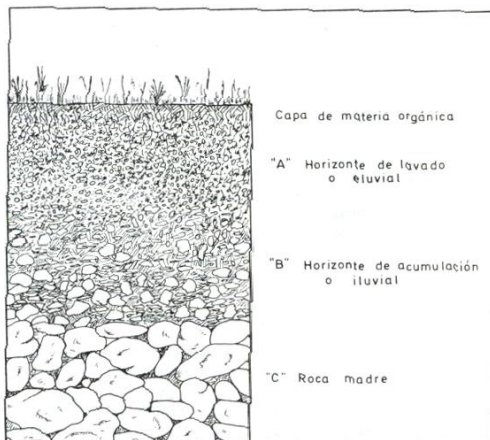


flujo a través del acuitardo semiconfinante es lento, lo que aumenta en mucho el tiempo de contacto del agua de tránsito con la roca y modifica la composición química del agua de recarga —es frecuente que aumente el contenido en sodio, calcio, sílice, etc.



**Figura 26. Esquema de un acuífero semiconfinado (Custodio y Llamas, 1983).**

En general, las aguas subterráneas poseen una composición química que es el resultado de un proceso complejo de interacciones, donde primero las aguas procedentes de las precipitaciones -lluvia o nieve- adquieren los gases que se originan en la zona del suelo (figura 27) en el proceso de descomposición y respiración de la materia orgánica, y luego reaccionan con los minerales de las rocas del suelo y subsuelo. Al cabo de un determinado tiempo, la composición química de las aguas subterráneas se encuentra en equilibrio químico-físico con el contenido de gases y de fases sólidas disueltas. Estos equilibrios dependen de la temperatura y de la presión del sistema y cualquier cambio en esas condiciones produce una variación en la composición química, que da lugar a una mayor disolución de los minerales o a la precipitación de éstos por recombinación iónica.



**Figura 27. Corte esquemático de un perfil estándar del suelo (Custodio y Llamas, 1983).**

## **II.1.2. Aguas minerales naturales y mineromedicinales.**

Las aguas minerales poseen una constancia probada en relación con la temperatura, el caudal, la microflora –saprofítica- y la composición química. Las normas cubanas de agua mineral establecen, por lo general, que éstas deben poseer más de un gramo de minerales disueltos por kg de agua o bien componentes especiales en cantidad superior a determinadas proporciones; también se establecen restricciones con relación a temperatura y no deben poseer gérmenes patógenos -NC 93-01-218-.

Dentro de las aguas minerales deben destacarse aquellas que poseen prácticamente invariable su caudal, temperatura y composición química y bacteriológica, y que se denominan aguas minerales naturales. Cuando las aguas minerales presentan reconocida acción terapéutica se denominan aguas mineromedicinales.

En 1969 la OMS considera como agua mineral natural la bacteriológicamente incontaminada, procedente de fuentes subterráneas, con un mínimo de mineralización de 1 g por kg de agua o 250 mg de CO<sub>2</sub> libre, con propiedades favorables para la salud, según criterios admitidos por el Comité Coordinador de la FAO/OMS (1985).

Según Cadish (1964; in Urbani, 1991), agua mineral medicinal aquella con un residuo seco superior a 1 g/l, o bien que sin tener la cantidad necesaria de residuo tenga más de 1 mg/l de litio, 5 mg/l de hierro, 5 mg/l de estroncio, 1 mg/l de iodo, 2 mg/l de flúor, 1,2 mg/l de sílice, etc. Si no se dispone de la información sobre el residuo seco se puede utilizar el total de sólidos disueltos -suma de aniones y cationes), si supera 1g/l.

La Hidrología Médica se ocupa de las características y aplicación terapéutica de las aguas mineromedicinales.

La Hidrología Médica como tal se ocupa de la acción de las aguas mineromedicinales en sentido lato. Esta denominación es utilizada preferiblemente en los países mediterráneos y latinoamericanos, siendo más frecuente en Francia la denominación de Crenoterapia – *creno*: fuente o manantial-, y en Alemania, Austria y los Países Bajos la de Balneoterapia.

Según Ninard (in Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994a) las aguas mineromedicinales son aquellas aguas minerales que administradas en determinados procesos patológicos cumplen una función terapéutica.

Otro concepto que se define también en la normativa cubana –NC 3, 1996- es el de agua de bebida envasada, así como los requisitos para su manipulación, elaboración, circulación y comercialización. Esta norma establece los siguientes tipos:

- a) Agua mineral natural. Agua que se diferencia claramente del agua potable y que se caracteriza por su contenido en determinadas sales minerales y sus proporciones relativas, así como por la presencia de elementos traza o de otros constituyentes útiles para el metabolismo humano. Se obtiene directamente de fuentes naturales o perforadas de aguas subterráneas procedentes de estratos acuíferos. Su composición y la estabilidad de su flujo y temperatura son constantes, teniendo en cuenta los ciclos de las fluctuaciones naturales, y se capta en condiciones que garantizan la pureza microbiológica original.

- b) Agua mineral medicinal. Agua que por su composición y características propias puede ser utilizada con fines terapéuticos, desde el área de emergencia hasta el lugar de utilización, dada sus propiedades curativas demostradas por analogía de similares tipos de aguas existentes, por experiencia local, por estudios correspondientes o mediante ensayos clínicos y evolución de procesos específicos o de experiencia médica comprobada, y conservar después de ser envasada sus efectos beneficiosos para la salud humana.

- c) Agua de manantial. Agua que emerge espontáneamente a la superficie de la tierra con un caudal determinado por el ciclo hidrológico después de ser captada mediante labores practicadas para su explotación. No posee las propiedades del agua mineral.

- d) Agua natural. Agua que a diferencia de la de manantial se capta mediante la perforación de pozo.

Otro aspecto que debe quedar bien establecido es el concerniente a los conceptos y denominaciones de las aguas y sus diferentes variantes -aguas minerales naturales, mineromedicinales, potables, etc.-. Atendiendo a su utilización se distinguen dos tipos de aguas potables o de consumo público.

Las aguas potables se utilizan para beber y pueden tener función nutritiva. No deben contener gérmenes patógenos, deben ser incoloras e inodoras y poseer temperaturas relativamente bajas y contenido de minerales disueltos por debajo de los máximos establecidos en la norma cubana correspondiente -NC 93-02, 1985-. Pueden considerarse dos tipos: directamente potables, que son aquellas cuyas condiciones físicas, químicas, y microbiológicas no sobrepasan ninguno de los límites establecidos, y las sanitariamente tolerables, que son aquellas que sobrepasan algunos de los límites establecidos, pero no contienen productos tóxicos o radioactivos ni se detecta contaminación fecal o por gérmenes patógenos.

### **III.2. ESTRUCTURA Y PECULIARIDADES DE LAS AGUAS.**

La molécula de agua pura está constituida tiene carácter polar y está formada por dos átomos de hidrógeno unidos a uno de oxígeno -H<sub>2</sub>O-, separados entre sí 105°. Esta estructura le confiere a la molécula de agua propiedades que la distinguen de otras moléculas de composición similar como el amoníaco -NH<sub>3</sub>- o el sulfuro de hidrógeno -H<sub>2</sub>S-, las cuales a temperatura y presión normales se encuentran en estado gaseoso, mientras el agua se encuentra en estado líquido (Armijo-Castro, 1994a).

Mediante rayos X se ha demostrado que el agua no aparece como una simple molécula como las anteriores, sino en polímeros -dímeros y trímeros- que se encuentran sujetos a constante formación y destrucción.

Estos polímeros se encuentran unidos mediante puentes de hidrógeno y le confieren al agua una serie de peculiaridades propias, tales como:

- Alto calor específico -el mayor de todos los líquidos-. Esto hace que el agua oceánica, por ejemplo, demore en calentarse durante el día por la acción del Sol, mientras permanece con elevada temperatura hasta largas horas de la noche. También es responsable de la uniforme distribución del calor de los organismos de los seres vivos, cuya temperatura es regulada principalmente por la rápida eliminación del calor producido en las reacciones bioquímicas.

- Elevado punto de congelación -0 °C- y de ebullición -100 °C-, en relación con los compuestos de referencia de similar composición química.

- Alta densidad. El enfriamiento del agua va acompañado de una disminución de volumen hasta llegar a 4 °C, en que alcanza la máxima densidad. Si se continúa la disminución de temperatura el agua aumenta su volumen. Estas características influyen marcadamente en los procesos de meteorización en los países de clima templado y polar, ya que el agua intersticial al congelarse y aumentar su volumen fragmenta las rocas facilitando la acción de la erosión química y mecánica.

- Elevado momento dipolo. Esto hace que parte de la molécula posea una carga parcial positiva y la otra una carga parcial negativa, lo que le confiere propiedades de

dipolo y de disolvente universal de los minerales enlazados iónicamente.

Cuando un mineral se introduce en el agua, los dipolos de ésta tienden a separar los iones de carga contraria y disminuyen las fuerzas electrostáticas que tienden a unirlos en virtud de las propiedades del enlace iónico. En el caso del cristal de cloruro de sodio – NaCl-, por ejemplo, los dipolos se intercalan de tal forma, que las cargas de signo contrario son capaces de atraerse cada vez menos. En el caso de otros iones más débilmente unidos, mediante enlaces de tipo iónico, como es el caso del cristal de calcita, este proceso es más lento, de ahí su pobre solubilidad en agua pura.

De la mineralización total del agua dependen muchas propiedades, tales como sus efectos osmóticos, densidad, viscosidad, etc., de gran significación bioquímica. Sin embargo, la mayoría de los efectos sobre el organismo se relacionan con su composición, esto es, el contenido de sus iones disueltos, entre los que figuran los cationes sodio, calcio, magnesio, potasio, litio, hierro, etc., y los aniones cloruro, sulfato, bicarbonato, fluoruro, yoduro, etc.

Las bases teóricas que fundamentan el proceso de disolución de los minerales por las aguas naturales, se han desarrollado por diferentes investigadores (Hutchinson, 1957; Roques, 1964; Garrels y Christ, 1965; Stum y Morgan, 1970; Fagundo, 1996). Aquí solo se presentan algunos aspectos de esta teoría, por lo que para un conocimiento más amplio pueden consultarse las obras citadas.

### **III.3. FACTORES QUE DETERMINAN LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS AGUAS (MINERALES NATURALES Y MINEROMEDICINALES.)**

#### **III.3.1. Introducción.**

Las aguas naturales adquieren su composición química mediante un proceso complejo, donde intervienen factores de tipo químico-físico, geológico, hidrogeológico, geomorfológico, pedológico, climático, antrópico y otros (Fagundo, 1990a).

De esta forma, por ejemplo, cabe esperar que la infiltración del agua de lluvia en rocas salinas origine aguas superficiales y subterráneas –acuíferas- de tipo clorurado alcalino, si lo hace en depósitos de yeso o anhidrita serían de facies sulfatadas cálcicas, si se trata de calizas y dolomías serían bicarbonatadas cálcicas o cálcico-magnesianas, si son secuencias con abundante pirita entonces las aguas tendrían alto contenido de ion sulfato, si se trata de granitos y otras rocas insolubles ácidas se originarían aguas del tipo bicarbonatadas alcalinas o alcalino-térreas según el catión dominante, mientras que en las rocas ultrabásicas las facies hidroquímicas serían bicarbonatadas magnesianas.

#### **III.3.2. Factores geológicos, hidrogeológicos, climáticos y ambientales.**

Los factores geológicos se relacionan con la litología -composición de los minerales que forman las rocas-, el modo de depósito -secuencia estratigráfica-, la tectónica, el agrietamiento, la textura y porosidad de las rocas, etc. La litología determina, por lo general, las facies hidroquímicas dominantes en una región determinada, es decir, el tipo de agua. Así por ejemplo, en los terrenos cársicos carbonatados las aguas suelen ser del tipo bicarbonatada cálcica. Los aspectos vinculados al agrietamiento y porosidad de las rocas influyen de manera determinante en el estado de división de las partículas, pues mientras más pequeñas sean poseerán mayor superficie de contacto –superficie específica- y se facilitará la disolución del mineral. Las aguas que drenan a través de rocas calcáreas, muy trituradas por los procesos tectónicos, adquieren un contenido mayor de calcita disuelta –dureza- que aquéllas que drenan a través de calizas más compactas.

Los factores hidrogeológicos están relacionados con la permeabilidad del acuífero, el tipo de flujo, su velocidad, así como con las características de la zona por donde se mueve el agua. Todos estos aspectos inciden en el tiempo de contacto entre el agua y el mineral; por ejemplo, si el flujo tiene lugar en condiciones difusas a través de las rocas, el tiempo de interacción del agua con los minerales es más lento y, por tanto, la cantidad de minerales disueltos es mayor que si las condiciones de flujo son de tipo turbulentas a través de grietas más o menos amplias.

El contenido de CO<sub>2</sub>, la dureza y otras propiedades químico-físicas de las aguas naturales difieren de acuerdo con la forma en que se mueve el agua y la zona hidrogeológica que ocupa.

En la zona de alimentación del acuífero –considerando el movimiento en sentido horizontal- o en la zona de aireación –si se considera en sentido vertical-, el contenido de CO<sub>2</sub> de las aguas es relativamente elevado, puesto que en estos lugares tienen lugar intensos procesos de descomposición bacteriana de la materia orgánica. El pH en esta zona no suele ser elevado y la dureza del agua es pequeña.

En la zona de conducción del acuífero el nivel de CO<sub>2</sub> suele ser menor, porque una parte del gas es consumido, como consecuencia de la interacción del agua con los minerales del medio rocoso. El agua en esta zona adquiere una mayor mineralización y un pH más elevado. Esta evolución se hace más evidente si, por ejemplo, se hace un muestreo de un perfil de pozos desde la zona de alimentación hasta la de emisión del acuífero. A medida que el agua se aleja de la zona de alimentación decrece el CO<sub>2</sub> y aumenta el pH y el contenido de calcita disuelta.

En la zona saturada, las aguas adquieren una mayor mineralización. Sin embargo, como resultado de los procesos de mezcla de aguas, éstas pueden hacerse agresivas nuevamente y continuar disolviendo minerales.

En la zona de circulación profunda, las aguas se caracterizan por presentar elevados contenidos de CaCO<sub>3</sub>, CaSO<sub>4</sub> y NaCl disueltos. En ocasiones aún poseen cantidades elevadas de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S, y en los manantiales por donde emergen precipita el exceso de calcita y yeso. Además poseen, por lo general, una temperatura más elevada y estable que las de tipo meteórico –lluvia-, la circulación es más lenta y su caudal menor, y el tiempo de interacción con los minerales es mayor.

En un trabajo desarrollado en Australia por Chebotarev (in Frezze y Cherry, 1980), en el que fueron recogidas más de 10,000 muestras de agua en pozos, se llegó a la conclusión de que, de forma natural, las aguas subterráneas tienden a evolucionar hacia la composición del agua de mar. Este autor observó que esta evolución química sigue aproximadamente las regularidades siguientes, en cuanto a los aniones dominantes:



Estos cambios ocurren en la medida que el agua se mueve desde zonas de grandes caudales, a través de zonas intermedias, hasta zonas donde los flujos son escasos y el agua es vieja desde el punto de vista geológico.

En las regiones cársicas montañosas de Cuba, la evolución química de las aguas sigue una tendencia similar a la observada por esos investigadores y alcanzan, por lo general, las facies ricas en SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.

Las aguas con elevados contenidos de cloruro -Cl<sup>-</sup>- se suelen encontrar en regiones llanas que presentan gran agrietamiento o fallas, donde los horizontes acuíferos someros se ponen en contacto con otros más profundos. También en algunos pozos artesianos,



que se han perforado a grandes profundidades durante los trabajos de prospección geológica o de búsqueda petrolífera, así como en las zonas litorales donde las aguas del acuífero cársico se mezclan con las de mar y como resultado de este proceso se incrementa la solubilidad de los minerales carbonatados -efecto de mezcla de agua y efecto salino o de fuerza iónica-.

Los factores de tipo geomorfológico también influyen en la composición química de las aguas, en especial el escarpe de los macizos, el tipo de vegetación, el grado de erosión de los terrenos y la naturaleza de las propias formas del relieve. A pesar de que las formas de adsorción -dolinas, sumideros, etc.- se pueden considerar el resultado de los procesos de erosión en terrenos cársicos, una vez creadas esas formas facilitan o limitan la ulterior acción de corrosión química sobre el medio, lo cual se refleja en la composición química de las aguas.

Otros factores que también influyen sobre la composición química de las aguas son los de tipo pedológico, los cuales están asociados al tipo de suelo que se desarrolla sobre las secuencias estratigráficas. El suelo puede ser el resultado de la meteorización superficial de la roca o tratarse de una cobertura de origen fluvial, pluvial o glaciar; su espesor puede variar desde un grosor apreciable -algún metro- hasta llegar a ser muy escaso -unos pocos centímetros- o ausente. De sus características y condiciones pedoclimáticas depende la actividad microbiológica asociada, así como la producción de gases y ácidos disponibles, que luego son arrastrados por las lluvias o las nieves al fundirse, haciendo posible la disolución de los minerales que forman parte del paquete de rocas subyacentes. En el caso de un macizo desnudo, el agua de las precipitaciones adquiere el  $\text{CO}_2$  directamente de la atmósfera, pero en una proporción menor que la que se produce en el suelo.

La microflora del suelo está compuesta de poblaciones de algas, actinomicetos, bacterias nitrificantes, bacterias desnitrificantes, bacterias desintegrantes de la celulosa, sulfobacterias y bacterias productoras de pigmentos, hongos y protozoos. Los microorganismos también están muy difundidos en las aguas naturales, incluso en condiciones de elevadas temperaturas como ocurre en algunas fuentes mineromedicinales. El control de estos organismos, tanto en el suelo como en las aguas, es de gran importancia para determinar el estado de estas últimas y para su explotación en el termalismo de salud.

Los factores climáticos intervienen de forma activa en la dinámica de la meteorización mecánica y química de los macizos, al permitir, en el primer caso, la fragmentación, traslado y acarreo de los minerales lejos del lugar de origen, así como facilitar, en el segundo caso, la disolución de los minerales de las rocas. Mientras más intensa sea la acción mecánica, más se facilita al agua su acción corrosiva.

Los elementos del clima más determinantes en el modo en que las aguas adquieren su composición química son: la temperatura, humedad relativa, intensidad y duración de las precipitaciones, intensidad y duración de las radiaciones, y velocidad del aire, entre otros.

Por último, se debe destacar el papel que desempeña el factor antrópico en la composición química de las aguas. La actividad del hombre causa un deterioro progresivo de la calidad de las aguas superficiales y subterráneas. A pesar de que estas últimas son menos susceptibles a la contaminación, una vez contaminadas se hace muy difícil restablecer su calidad original (González y Jiménez, 1988; González, 1997).

Con vistas a preservar la calidad de los recursos hídricos, de forma tal que se puedan utilizar racionalmente en beneficio de la economía, se han establecido zonas de protección

sanitaria, entendiéndose como tal el área alrededor de la toma de agua, donde se establecen diferentes tipos de regulaciones con el objetivo de evitar la contaminación y hacer mínimo el riesgo de su degradación.

En los últimos años se han llevado a cabo muchas investigaciones aplicadas en el campo de la Hidrogeología, con el objetivo de establecer las zonas de protección sanitaria alrededor de las fuentes de captación de interés económico social (Dioxian, 1987; Fritz y Pavicic, 1987; Kullman, 1987, entre otros). En Cuba se han realizado, recientemente, numerosos trabajos con vistas a establecer las zonas de protección sanitaria de los yacimientos de aguas minerales y mineromedicinales (Ruz et al., 1993; Expósito et al., 1993; Iraola et al., 1993).

La falta de cultura en relación con lo que debe ser la zona de protección de una fuente de abasto o una fuente mineromedicinal, hace que con frecuencia se construyan letrinas en la misma área en que se encuentra el pozo que se utiliza para el consumo de las personas o un manantial empleado con fines balneológicos, lo cual da lugar a que por percolación pasen a la fuente gérmenes patógenos y se requiera instalar un sistema costoso de tratamiento del agua.

Esta forma de contaminación era muy frecuente en muchos pueblos de Cuba hace algunos años e incidía de manera significativa en un alto índice de parasitismo en la población infantil. Las unidades de Salud Pública, particularmente las de Higiene y Epidemiología, velan porque no se produzcan enfermedades de tipo microbiológico tanto por ingestión de aguas contaminadas como por contacto en balnearios medicinales.

Con vistas al control de la calidad de las aguas, también se han elaborado políticas y sistemas de vigilancia, mediante el registro sistemático de algunos indicadores de tipo químico-físico y bacteriológico. En relación a las aguas minerales, el control de su calidad se garantiza a través de la Oficina de Recursos Minerales del Ministerio de la Industria Básica –MINBAS-, de acuerdo a lo establecido en la Ley de Minas.

### **III.3.3. Factores químico-físicos.**

Los factores químico-físicos están regidos por las leyes termodinámicas que controlan la disolución de los minerales y desempeñan un papel importante en la forma en que las aguas naturales adquieren su composición química. Entre ellos destacan los siguientes: la solubilidad de los minerales, el contenido de gases disueltos, las condiciones del sistema -abierto o cerrado- en que la disolución tiene lugar, el pH, el potencial redox, el efecto salino o de fuerza iónica y el efecto de ion común, entre otros (Fagundo, 1996).

#### **III.3.3.1. Disolución congruente e incongruente de los minerales.**

Cuando todos los productos de una reacción de disolución son especies iónicas, se dice que la disolución es congruente. Cuando, por el contrario, la disolución de un mineral da lugar a especies iónicas y moléculas no solubles, se dice que la disolución es incongruente. Este último es el caso de muchos aluminosilicatos. En presencia de CO<sub>2</sub> el agua disuelve el mineral y libera sodio, bicarbonato y ácido silícico en el seno de la solución, mientras deposita el residuo arcilloso –caolinita-. Este proceso ocurre corrientemente como resultado de la meteorización de las rocas graníticas.

En el proceso de disolución de los carbonatos se suelen producir disoluciones incongruentes cuando están presentes calcita y dolomita, o calcita (Picknett, 1972; Wigley, 1973a) y yeso (Wigley, 1973b). En estos casos las aguas pueden disolver secuencial o sucesivamente estos minerales.

Cuando coexistan calcita y dolomita a bajas temperaturas en aguas saturadas respecto a la dolomita, la disolución resultante estará sobresaturada respecto a la calcita y precipitará este mineral a medida que se disuelve dolomita; en este caso el agua disuelve en forma congruente a la dolomita. Si el proceso ocurriese a una temperatura superior a 10°C, se producirá la disolución de la dolomita en forma incongruente. Si el proceso de disolución de ambos minerales tuviese lugar secuencialmente, entonces puede ocurrir la disolución incongruente con independencia de la temperatura del agua.

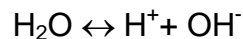
### **III.3.3.2. El pH del agua.**

Un agua pura disuelve con facilidad sólo aquellos minerales solubles como los de tipo salino o los sulfatos. En la mayoría de los casos, sin embargo, la solubilidad de un mineral se incrementa considerablemente en presencia de ácidos; por ejemplo, en un litro de agua a 25°C, sólo se disuelven 12 mg de calcita. En presencia de un ácido fuerte, sin embargo, la solubilidad aumenta de 25,000 a 30,000 veces.

La medida del grado de acidez del agua es el pH, el cual se define como el logaritmo inverso de la actividad del ion hidrógeno o hidronio  $\text{H}^+$  o  $\text{H}_3\text{O}^+$ , que resulta de la ionización de un ácido cualquiera; se expresa en moles por litro, aunque al medirse en equipos electrónicos con electrodos de referencia la acidez se expresa en unidades de pH, por lo general entre 0 y 14. La expresión del pH es la siguiente:

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$$

Aunque el agua pura está constituida fundamentalmente por moléculas de  $\text{H}_2\text{O}$ , una pequeña porción de la misma se compone de  $\text{H}^+$  y  $\text{OH}^-$ . Esta proporción está controlada por la siguiente reacción de disolución –en equilibrio dinámico para una temperatura dada–:



En el agua pura  $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] = 10^{-7}$ , por lo que teóricamente su pH debe ser 7. En la realidad, a causa de que ésta se encuentra en contacto con la atmósfera, es capaz de disolver  $\text{CO}_2$  y adquirir un pH inferior a ese valor.

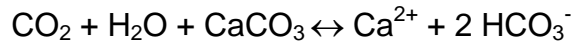
El valor del pH de muchas aguas naturales que interactúan con los minerales varía en un estrecho intervalo, por lo general entre 6 y 9, lo cual entre otras causas se debe a la gran distribución de las rocas carbonatadas y al carácter ácido-básico de las mismas, a través del sistema de equilibrios químicos que se establece entre  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Algunos manantiales termales de origen volcánico poseen una elevada acidez, por la presencia de ácido clorhídrico – $\text{HCl}$ – y dióxido de sílice – $\text{SiO}_2$ –. Los ácidos libres también pueden pasar al agua como resultado del vertido de aguas residuales.

Cuando el agua de las precipitaciones pasa por infiltración a través del suelo, donde es abundante el  $\text{CO}_2$ , adquiere un pH relativamente bajo, del orden de 4,5. Luego, por interacción con las rocas carbonatadas éste tiende a elevarse hasta cerca de 7. Cuando esta interacción se produce durante un tiempo prolongado el agua incrementa su contenido de iones  $\text{HCO}_3^-$  y adquiere además iones  $\text{CO}_3^{2-}$ . En esas condiciones el pH puede alcanzar un valor cercano a 8,4. Por lo general, en los arroyos y ríos de las regiones húmedas no cársicas el pH varía entre 5 y 6,5; en cambio en las regiones cársicas húmedas este valor suele estar comprendido entre 7 y 8. Las aguas marinas tienen un pH cercano a 8. Las aguas minerales pueden poseer valores de pH ácidos, neutros o básicos de acuerdo a las características hidrogeológicas presentes.

### III.3.3.3. Equilibrio de los carbonatos.

La disolución de los minerales que constituyen las rocas carbonatadas comprende una serie de procesos físicos y químicos donde intervienen estados gaseosos, líquidos y sólidos a través de interfases aire-agua-roca y un sistema de equilibrios químicos. Para el caso de la calcita –CaCO<sub>3</sub>– éstos se pueden resumir de la manera siguiente:



Lo más común en la naturaleza es que este proceso ocurra en presencia de otros minerales, principalmente dolomita, yeso y halita.

Si en el proceso de disolución de los minerales carbonatados por las aguas naturales existe un suministro abundante de CO<sub>2</sub>, que puede considerarse constante durante la reacción, éste se incorpora rápidamente hasta la saturación. En este caso la reacción tiene lugar en condiciones de sistema abierto respecto al CO<sub>2</sub>. Si por el contrario, la disolución de los carbonatos por las aguas naturales se produce en virtud del suministro inicial de CO<sub>2</sub>, que luego no se repone en el transcurso de la reacción, ésta se produce en condiciones de sistema cerrado respecto al CO<sub>2</sub>.

En la naturaleza tienden a primar, tanto las condiciones de disolución de los carbonatos en sistema abierto como cerrado, o más bien de tipo intermedio entre sistema abierto y cerrado.

Como ejemplos de disolución de carbonatos en la naturaleza, que tienden a semejar las condiciones de sistema abierto se pueden citar:

- a) Cuando el agua procedente de las precipitaciones se infiltra lentamente en un suelo de origen carbonatado con buen drenaje y abundantes huecos aireados, adquiere un elevado contenido de CO<sub>2</sub> y la difusión del gas en el agua se produce como si el suministro del mismo fuera constante. Si en esas condiciones el agua interactúa con rocas carbonatadas subyacentes, evoluciona adquiriendo un elevado contenido de Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. En esas condiciones el pH se va incrementando a medida que avanza la disolución de los carbonatos hasta alcanzar un valor cercano a 8.

- b) La disolución en lagos, presas y estanques, donde el CO<sub>2</sub> se toma directamente de la atmósfera y se utiliza por las aguas para disolver las paredes rocosas.

Como ejemplos de disolución de carbonatos en la naturaleza, que tienden a producirse en condiciones de sistema cerrado respecto al CO<sub>2</sub> se pueden considerar los siguientes:

- a) La disolución de las calizas en la zona de circulación profunda. A esta región pueden llegar las aguas subterráneas con un contenido aún elevado de CO<sub>2</sub>. En esas condiciones, las aguas continúan disolviendo los carbonatos y otras rocas solubles sin el aporte de nuevos suministros de gas.

- b) Cuando un agua procedente de las precipitaciones se pone en contacto con un determinado contenido de CO<sub>2</sub> en la zona del suelo, luego se infiltra a través de una cobertura de tipo fluvial y, por último, alcanza las secuencias carbonatadas. El agua en esas condiciones disuelve la roca y consume el CO<sub>2</sub> que originalmente adquirió en la zona del suelo, sin recibir apenas aportes nuevos de este gas.

#### **III.3.3.4. Efecto de ion común y efecto salino.**

Cuando un agua natural pasa por un terreno donde existen minerales con iones comunes a los que ésta lleva en disolución, disminuye su capacidad para disolver esos minerales.

Si se compara la solubilidad de los minerales en agua pura con la de un agua que contiene iones no comunes al proceso de disolución de ese mineral, se demuestra que la salinidad incrementa la solubilidad del mismo. Esto se debe a que, como consecuencia del incremento de la concentración, aumenta la fuerza iónica y se produce una disminución del coeficiente de actividad. Este fenómeno se denomina efecto salino o de fuerza iónica.

#### **III.3.3.5. Potencial de oxidación-reducción.**

Muchas reacciones químicas que tienen lugar en el medio acuático, y en especial en las aguas subterráneas, implican transferencia de electrones entre constituyentes disueltos, gases o sólidos. Como resultado de estas transferencias se producen cambios en los estados de oxidación-reducción de los elementos que reaccionan y en los productos resultantes.

Los elementos de valencia múltiples son susceptibles de intervenir en las reacciones de oxidación-reducción, mediante las cuales una molécula se reduce –oxidante- al tomar los electrones que le cede la otra –reductora-, la cual se oxida. La reacción también es capaz de proceder en dirección contraria, de modo que este proceso se puede representar mediante la ecuación de equilibrio siguiente:



La energía –fortaleza- de una reacción de oxidación-reducción se mide por el potencial redox (Eh).

El potencial de oxidación-reducción se expresa en milivoltios –mV-. Empleando milivoltímetros de campo es posible obtener este valor en las aguas naturales.

Aunque las soluciones acuosas no contienen electrones libres, también es conveniente expresar el proceso de oxidación-reducción mediante un par redox, como si estas reacciones se produjeran por separado. Además, se suele utilizar la magnitud Eh ó pE para describir la actividad relativa de los electrones. Por definición:

$$pE = - \log (e)$$

El pE es una magnitud adimensional análoga a la expresión pH -utilizada para describir la actividad del protón o ion hidrógeno-. El pE de una solución mide su tendencia oxidante o reductora.

#### **III.3.3.6. Adsorción e intercambio iónico.**

Los materiales geológicos porosos están compuestos de un porcentaje apreciable de partículas de tamaño coloidal que tienen la capacidad de intercambiar iones que se encuentran retenidos en su superficie por fuerzas de adsorción.

Como resultado del proceso de meteorización de las rocas por los agentes exógenos se originan los suelos, constituidos por minerales de tipo arcilloso. Estos minerales se subdividen en cinco grupos -caolinita, montmorillonita, illita, clorita y vermiculita- y se caracterizan por presentar tamaños de partículas del orden de los coloides, por lo que originan procesos de intercambio iónico entre las arcillas de la zona del suelo y las aguas que discurren a través de ellas.



### III.3.4. Patrones hidrogeoquímicos y control de la composición química de las aguas naturales y minerales.

A pesar de que las aguas naturales adquieren su composición química mediante un proceso complejo como el que se ha descrito anteriormente, donde intervienen diferentes factores, en un sitio determinado o área con cierta homogeneidad muchos de éstos se hacen constantes y en esas condiciones la composición química absoluta del agua varía dentro de cierto rango, como consecuencia del régimen de lluvia -en los períodos lluviosos la mineralización es más pequeña que en los períodos secos-.

Sin embargo, la composición química relativa varía poco, especialmente en el caso de las aguas minerales, las cuales en todo momento mantienen su tipo hidroquímico y poseen por, lo general, un mismo patrón hidrogeoquímico

El uso de relaciones matemáticas entre la concentración iónica y la conductividad eléctrica de las aguas naturales, se ha propuesto sobre la base de un modelo de adquisición de la composición química, similar al que ocurre en un reactor de laboratorio donde se hace pasar una corriente de  $\text{CO}_2$  a un agua y se coloca un mineral carbonatado (Fagundo, 1985, 1990b, 1996; Fagundo y Pajón, 1987).

En este proceso cinético la velocidad de disolución del mineral depende de la composición de la roca -litología-. La concentración de los principales iones que resultan de este proceso se incrementa en el tiempo y sigue una función exponencial. Una función matemática similar presenta la conductividad eléctrica.

Si se dibuja la gráfica de la relación entre la concentración de cada ion y la conductividad eléctrica se obtiene una línea recta que pasa por el origen de coordenadas, cuya pendiente depende de la litología (Fagundo, 1990 b).

Por ejemplo, en el caso de una caliza pura constituida prácticamente por mineral calcita la pendiente correspondiente a los iones  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{Ca}^{2+}$  son similares entre sí y sus magnitudes son mucho más grandes que las del ion  $\text{Mg}^{2+}$ . En una dolomía, constituida fundamentalmente por minerales del tipo dolomita, la pendiente correspondiente al ion  $\text{HCO}_3^-$  es del mismo orden que en el caso anterior, pero, sin embargo, las pendientes correspondientes a los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  son en este caso similares entre sí y mucho menores que la que corresponde al  $\text{HCO}_3^-$ .

Si se determinan las concentraciones iónicas, multiplicando las conductividades eléctricas -en cada momento en que se hizo el experimento- por las correspondientes relaciones matemáticas obtenidas, se encuentra que no existen grandes diferencias entre la composición química real y la obtenida por estos modelos matemáticos.

Basado en estos principios se ha elaborado un sistema automatizado (Álvarez et al, 1990) capaz de determinar en forma rápida los modelos de correlación matemática entre la concentración iónica y la conductividad eléctrica, con el objetivo del ulterior control de la composición química de las aguas mediante mediciones en el campo con conductivímetros portátiles. En general, cuando uno de los factores es dominante en el modo de adquisición de la composición química de las aguas, las relaciones entre las concentraciones iónicas y la conductividad eléctrica son de tipo lineal. Si más de un factor posee un peso semejante en este proceso, las ecuaciones de segundo grado ajustan mejor. En este último caso se observa, por lo general, más de un patrón hidrogeoquímico.

En el caso de aguas subterráneas que se encuentran estratificadas como resultado de mezcla con agua del mar o con otro horizonte acuífero, como sucede en los acuíferos carbonatados litorales y en aguas de mezcla en general, la evolución ocurre según una serie de patrones hidrogeoquímicos. En el caso de los acuíferos costeros, en dirección a la

costa y a mayor profundidad, se va incrementando, de manera progresiva, el contenido de los iones  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  y en menor medida  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , así como decreciendo el de los iones  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{Ca}^{2+}$ . La actividad del hombre, especialmente la sobreexplotación de los acuíferos para el abasto o el regadío, altera los patrones hidrogeoquímicos naturales.

Para controlar la composición química de estas aguas mediante mediciones de conductividad eléctrica y el empleo de ecuaciones de correlación matemática, es necesario procesar los datos por tipos de patrones hidrogeoquímicos, sobre la base de los cambios en sus relaciones iónicas, para lo cual dan buenos resultados los denominados métodos de reconocimiento de patrones. Estos métodos son especialmente útiles para la comparación y control de la composición química de las aguas minerales, ya que las mismas se caracterizan por presentar un sólo patrón hidrogeoquímico. Si en el procesamiento de los datos hidroquímicos de una fuente de posible origen termal se obtiene más de un patrón, se puede sospechar que existe un proceso de mezcla y desechar la hipótesis de que el agua es mineral.

### **III.3.5. Variación espacial y temporal de la composición química de las aguas (minerales naturales y mineromedicinales)**

Los cambios temporales en la composición química de las aguas se clasifican en función de la escala de tiempo como:

- cambios seculares -producidos a la escala del tiempo geológico-, cambios a corto plazo (Paces, 1980).

A cada una de estas categorías le corresponden, a su vez, cambios de tipo periódico, abrupto y sistemático.

Los cambios seculares se refieren a la evolución del agua oceánica en el orden del tiempo geológico. Como ejemplo de este tipo de cambio se puede considerar la variación de la relación iónica  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ , experimentada en los sedimentos carbonatados durante los últimos 2,000 millones de años.

En realidad los cambios de la composición química de las aguas a corto plazo son más estudiados, por su posible medición.

Los cambios periódicos se observan a menudo como respuesta a la radiación solar y pueden ser de tipo diurno o estacional; como ejemplo del primer caso se pueden considerar las variaciones que se producen en el intervalo de 24 h en las magnitudes del contenido de  $\text{CO}_2$ , las concentraciones de los iones  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{Ca}^{2+}$ . Estos cambios son inducidos por los organismos fotosintéticos cuya respiración durante la noche incrementan el  $\text{CO}_2$ , mientras que por el día esta actividad disminuye y causa una variación en el equilibrio de los carbonatos.

Los cambios estacionales de la composición de un agua están determinados por las variaciones en la temperatura y el régimen de precipitación en las diferentes estaciones del año. En Cuba se distinguen en la práctica dos períodos: el seco, que se extiende desde noviembre a abril, y el lluvioso, de mayo a octubre.

Los cambios abruptos en la composición química de las aguas naturales son causados, por lo general, por la transición de un agua de un medio ambiente a otro, cuyas propiedades químico-físicas y biológicas son muy diferentes.

Por último, los cambios sistemáticos son de tipo continuo y no periódico y se manifiestan en la variación de la masa disuelta desde un estado inicial hasta otro final.

La composición química espacial de las aguas en una región determinada sólo da una información parcial del funcionamiento de ese medio. La variación a lo largo de uno o más años hidrológicos, así como durante los períodos de intensas lluvias, ofrece mucha más

información. Las determinaciones conjuntas a lo largo del tiempo de la composición química de las aguas y el caudal en los manantiales y pozos, así como el registro simultáneo de los elementos del clima, ofrece la oportunidad de correlacionar las respuestas hídrica y química en relación con las precipitaciones, lo cual permite conocer cómo está organizado interiormente el sistema rocoso y brinda la posibilidad de discernir acerca de su carácter mineromedicinal o no.

La variación estacional de la dureza, la mineralización y la conductividad se ha utilizado por muchos investigadores para interpretar la forma en que se mueven las aguas en el medio. Shuster y White (1971) propusieron el empleo del coeficiente de variación de la dureza en lugar de la dureza misma, como un índice para determinar si las aguas se mueven en forma difusa o a través de conductos en un medio cársico. Las aguas que discurren por fisuras y conductos abiertos poseen un mayor coeficiente de variación -por encima del 5 %-, puesto que en esas condiciones se produce un mayor efecto del clima en la fluctuación de la dureza. En Cuba, además del coeficiente de variación de la dureza se ha empleado la temperatura y la conductividad eléctrica, para distinguir la forma en que tiene lugar el escurrimiento del agua a través de los macizos carbonatados (Fagundo et al, 1981, 1986).

Como las aguas minerales naturales y mineromedicinales se caracterizan por presentar una composición química estable, el coeficiente de variación de la mineralización o de la conductividad puede ser un valioso indicador para evaluar el grado de fluctuación de su composición como consecuencia de los cambios en el régimen de precipitación y las condiciones de alimentación y estructuración del sistema. Aunque no se ha determinado la magnitud de este tipo de estadígrafo -coeficiente de variación- para discernir entre una agua mineral y otra no mineral, este valor siempre será inferior al 5 % para las aguas minerales.

Estos estadígrafos han sido incluidos también en el sistema informático SACAN (Tillán et al, 1996) para establecer cuándo un agua cumple lo establecido en las normas de agua mineral. Se puede tomar como criterio que los coeficientes de variación de la mineralización, de la conductividad eléctrica y de los contenidos de los iones mayoritarios -mayor de un 20 % de meq/l- no deban exceder el 5 %.

Otro criterio para la caracterización del tipo de flujo ha sido establecido por Bakalowicz (1979). Este autor utiliza como criterio la frecuencia de distribución de la conductividad eléctrica, la cual puede ser de tipo unimodal -en aquellos acuíferos cuyas aguas se mueven a través de flujos difusos- o plurimodal -cuando las aguas se mueven a través de conductos o sistemas mixtos-. Este método ha sido empleado en Cuba por Fagundo et al (1997) para distinguir aguas superficiales o subsuperficiales de aquellas que proceden del drenaje profundo en la Sierra del Rosario -Pinar del Río-.

### **III.4. CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS.**

#### **III.4.1. Clasificación de las aguas desde el punto de vista geológico.**

Las aguas se clasifican en base a su génesis, tipo de roca asociada, características químico-físicas, agresividad, uso y otras propiedades.

Según su génesis, pueden agruparse de la manera siguiente (White et al, 1963):

- 1. Aguas juveniles -no involucradas en la circulación atmosférica-
  - a) Magmáticas.
  - b) Otras aguas juveniles.
- 2. Aguas surgentes o reciclables -involucradas en la circulación atmosférica-.

- a) Aguas meteóricas.
  - Aguas de precipitación -lluvia o nieve-.
  - Aguas de suelo.
  - Aguas subterráneas cercanas a la superficie -subsuperficiales-.
- b) Aguas oceánicas que penetran en los acuíferos.
- c) Aguas fósiles o connatas.
  - De origen marino.
  - De origen no marino.
- d) Aguas metamórficas.
  - Aguas con alto contenido de CO<sub>2</sub> y boro.
  - Otros tipos de aguas.
- 3. Aguas magmáticas.

#### **III.4.2. Clasificación del agua por su uso.**

La composición química de un agua, en función del uso que a la misma se le da, se denomina calidad del agua, y existen una serie de normas cubanas que regulan las concentraciones permisibles que debe poseer cada elemento o indicador de calidad según los diferentes usos. Por ejemplo, las normas establecidas para que un agua se pueda utilizar para el abasto exigen un contenido despreciable de los componentes de los ciclos del nitrógeno y el fósforo. Sin embargo, para el riego las aguas deben poseer un alto contenido de los mismos.

Relacionadas con la calidad del agua se encuentran las medidas a tomar en la recogida de la muestra. García y Beato (1979) han propuesto un grupo de recomendaciones para el muestreo de aguas en Cuba y el control de su contaminación.

Además de la calidad químico-física de las aguas es necesario controlar la calidad bacteriológica. La contaminación del agua por organismos patógenos se debe principalmente al vertido o percolación de aguas residuales urbanas o agroindustriales, puesto que este tipo de microorganismo no se origina en las condiciones naturales.

Hace algunos años la calidad bacteriológica -en Cuba- de ríos, lagos y aguas subterráneas, no se controlaba mediante la determinación de microorganismos patógenos, sino a través de la identificación de bacterias fecales, es decir bacterias que subsisten normalmente en el tracto digestivo humano. En general, se utilizaban como índice las bacterias pertenecientes al grupo coliforme. Existe una relación aproximada entre la cantidad de estas bacterias y las de tipo patógenas, tales como salmonelas, aeromonas, pseudomonas, clostridium, estafilococo y shigella.

Si se atiende al carácter de su utilización, las aguas superficiales y subterráneas en Cuba se pueden clasificar en diez grupos (Ferro, 1982):

1. Suministro rural y urbano.
2. Regadío para la producción agraria.
3. Abastecimiento para los procesos industriales.
4. Producción de energía mecánica y eléctrica.
5. Agua para fines terapéuticos.
6. Consumo mediante embotellamiento.
7. Carga, descarga y transportación.
8. Conservación de la flora y fauna silvestre.
9. Reproducción y consumo de plantas y animales acuáticos.
10. Agua para fines recreativos y culturales.

Existe una clasificación cubana que, además de las diez consideraciones anteriores, relaciona los principales parámetros químico-físicos y bacteriológicos utilizados en el control de la calidad de las aguas (Gutiérrez, 1982). Para la mayoría de los usos que se le da al agua en Cuba existen normas establecidas por la Oficina Nacional de Normalizaciones, que han sido elaboradas conjuntamente con el Instituto Nacional de los Recursos Hidráulicos –INRH-, el Instituto de Higiene y Epidemiología –INHEM-, la Oficina Nacional de Minerales del Ministerio de la Industria Básica –MINBAS- y el Centro Nacional de Termalismo Víctor Santamarina -CENTERVISA- del Ministerio de Salud Pública –MINSAP-, que son los organismos cubanos encargados de velar por la preservación de la calidad de las aguas naturales y minerales respectivamente.

Otro método para determinar la calidad de las aguas consiste en evaluar un determinado índice de calidad (García, 1988), que representa la suma de diferentes indicadores del deterioro de la misma, a los cuales se les da un peso diferente en dependencia de los objetivos del control.

### **III.4.3. Clasificación hidroquímica.**

En general, los criterios químico-físicos de clasificación de las aguas se basan en el contenido de los iones más abundantes.

En la literatura aparecen numerosas clasificaciones que responden a diferentes objetivos (García, 1988; Catalán, 1988; Fagundo, 1996). De su análisis, se pueden considerar como más ventajosas las siguientes:

1. Clasificación de Alekine.
2. Clasificación de Shchoukarev.
3. Clasificación de Kurlov
4. Clasificación de Palmer.
5. Clasificación de Schoeller.

Para la clasificación de las aguas minerales naturales y mineromedicinales el método más utilizado es el de Kurlov, que toma en consideración los aniones y cationes que exceden el 20 % meq/l:

1. En relación con los aniones:
  - a) Aguas bicarbonatadas.
  - b) Aguas sulfatadas.
  - c) Aguas cloruradas.
  - d) Aguas bicarbonatadas sulfatadas.
  - e) Aguas bicarbonatadas cloruradas.
  - f) Aguas sulfatadas cloruradas.
  - g) Aguas sulfatadas cloruradas bicarbonatadas.
2. En relación con los cationes:
  - a) Aguas cálcicas.
  - b) Aguas magnésicas.
  - c) Aguas sódicas.
  - d) Aguas cálcicas magnésicas.
  - e) Aguas cálcicas sódicas.
  - f) Aguas magnésicas sódicas.
  - g) Aguas cálcicas magnésicas sódicas.



Una variante del método de Kurlov se ha propuesto por Fagundo (1996) sobre la base de las relaciones estequiométricas  $\text{Na}^+ + \text{K}^+ : \text{Ca}^{2+} : \text{Mg}^{2+} : \text{Cl}^- : \text{HCO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ . Por ejemplo, un agua del tipo bicarbonatada cálcica  $-\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$  posee una relación estequiométrica 1:8:1:1:8:1.

Todas las aguas se pueden caracterizar mediante este método, a través de 729 combinaciones numéricas –27x27 patrones- o tipos de aguas, tal como se refleja en la tabla 3.

*Tabla 3. Relación estequiométrica entre aniones y cationes correspondientes a los 27 x 27 =729 patrones hidrogeoquímicos de las aguas (Fagundo, 1996).*

<b>1. Relación estequiométrica de aniones</b>			
Tipo de agua	Relación $\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^-$
$\text{HCO}_3^-$	1:8:1 2:6:2	2:7:1	1:7:2
$\text{Cl}^-$	8:1:1 6:2:2	7:2:1	7:1:2
$\text{SO}_4^{2-}$	1:1:8 2:2:6	1:2:7	2:1:7
$\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$	3:6:1	4:5:1	
$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	6:1:3	5:1:4	
$\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$	1:6:3	1:5:4	
$\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$	6:3:1	5:4:1	
$\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$	3:1:6	4:1:5	
$\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$	1:3:6	1:4:5	
$\text{HCO}_3^- = \text{Cl}^-$	4:4:2		
$\text{HCO}_3^- = \text{SO}_4^{2-}$	2:4:4		
$\text{Cl}^- = \text{SO}_4^{2-}$	4:2:4		
<b>2. Relación estequiométrica de cationes</b>			
Tipo de agua	Relación $\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^-$
$\text{Ca}^{2+}$	1:8:1 2:6:2	2:7:1	1:7:2
$\text{Mg}^{2+}$	8:1:1 6:2:2	7:2:1	7:1:2
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	1:1:8 2:2:6	1:2:7	2:1:7
$\text{Ca}^{2+} > (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$	3:6:1	4:5:1	
$(\text{Na}^+ + \text{K}^+) > \text{Mg}^{2+}$	6:1:3	5:1:4	
$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$	1:6:3	1:5:4	
$(\text{Na}^+ + \text{K}^+) > \text{Ca}^{2+}$	6:3:1	5:4:1	
$\text{Mg}^{2+} > (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$	3:1:6	4:1:5	
$(\text{Na}^+ + \text{K}^+) > \text{Ca}^{2+}$	1:3:6	1:4:5	
$\text{Ca}^{2+} = \text{Mg}^{2+}$	4:4:2		
$\text{Ca}^{2+} > (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$	2:4:4		

$Mg^{2+} = (Na^+ + K^+)$	4:2:4
$(Na^+ + K^+) > Ca^{2+}$	6:3:1 5:4:1
$Mg^{2+} > (Na^+ + K^+)$	3:1:6 4:1:5
$(Na^+ + K^+) > Ca^{2+}$	1:3:6 1:4:5
$Ca^{2+} = Mg^{2+}$	4:4:2
$Ca^{2+} > (Na^+ + K^+)$	2:4:4
$Mg^{2+} = (Na^+ + K^+)$	4:2:4
$(Na^+ + K^+) > Ca^{2+}$	6:3:1 5:4:1
$Mg^{2+} > (Na^+ + K^+)$	3:1:6 4:1:5
$(Na^+ + K^+) > Ca^{2+}$	1:3:6 1:4:5
$Ca^{2+} = Mg^{2+}$	4:4:2
$Ca^{2+} > (Na^+ + K^+)$	2:4:4
$Mg^{2+} = (Na^+ + K^+)$	4:2:4

Si se incluyen además los restantes números enteros entre 0 y 10, se obtienen 4356 combinaciones numéricas –66x66- o tipos de agua -patrones hidrogeoquímicos-. Estos tipos de aguas se pueden representar gráficamente mediante diagramas de Stiff para facilitar su comprensión, y corresponden a patrones hidrogeoquímicos determinados por factores geológicos, hidrogeológicos y ambientales.

#### III.4.4. Clasificación de las aguas mineromedicinales.

La clasificación de las aguas mineromedicinales puede hacerse atendiendo a diversos criterios: físico, químico, físico-químico, bacteriológico y otros.

La clasificación de las aguas mineromedicinales es la siguiente (Armijo-Valenzuela y San Martín, 1994c):

1. Sulfatadas: con más de 1 g/l de minerales disueltos, donde predomina el anión sulfato y están influidas fuertemente en sus propiedades terapéuticas por otros iones como sodio, magnesio, bicarbonato y cloruro.

2. Cloruradas: con más de 1 g/l de minerales disueltos, donde el ion cloruro suele estar acompañado de sodio en proporción semejante. La composición de este tipo de agua refleja un origen profundo y la presencia de mares pretéritos. La ocurrencia de fallas y grietas facilita su ascenso a la superficie.

3. Bicarbonatadas: con más de 1 g/l de minerales disueltos, donde el ion bicarbonato es acompañado de calcio, magnesio, sodio, cloruro y otros. Estas aguas cuando poseen gran cantidad de ácidos libres  $-CO_2 > 250$  mg/l-, también se denominan carbónicas o carbogaseosas.

4. Ferruginosas: con más de 1g/l de minerales disueltos, donde los iones de hierro se encuentran en su forma reducida y poseen una concentración superior a 10 g/l. Estas aguas se destacan por la apreciable coloración de la superficie de la roca por donde discurren.

5. Sulfuradas o sulfhídricas: con más de 1 g/l de minerales disueltos y con más de 20 mg/l de sulfuro de hidrógeno  $-H_2S-$ , acompañado de iones sodio, calcio y cloruro.

6. Aguas oligominerales: presenta muchos elementos con poca mineralización -en bajas concentraciones-. Pueden poseer abundante cantidad de microelementos -cobalto, vanadio, molibdeno, silicio, fósforo, germanio, etc.-.

7. Aguas radiactivas: poseen contenidos de radón -Rn- mayor de 182 nanocuries.

En cuanto a la temperatura, Urbani (1991) denomina agua fría a aquella que posee en la emergencia una temperatura menor o igual a la temperatura media anual; agua tibia con un intervalo desde la temperatura media anual hasta 37°C; agua caliente cuando varía desde 37 a 60°C, y agua muy caliente desde 60 a 100°C.

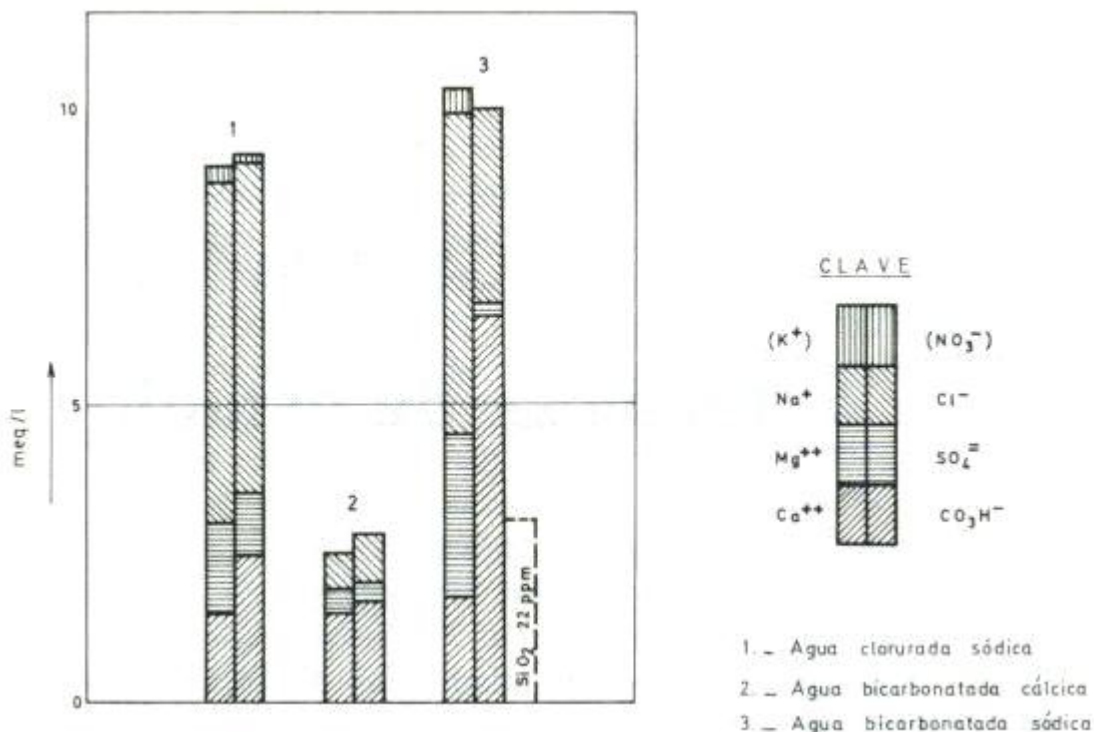
### III.5. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS AGUAS MINERALES NATURALES Y MINEROMEDICINALES.

La representación gráfica de los datos hidroquímicos constituye una herramienta de trabajo muy eficiente en la interpretación de las propiedades de un agua, así como para hacer comparaciones. También permite ver con facilidad el comportamiento y evolución de un agua en un territorio determinado y a través del tiempo (Fagundo, 1996).

Para la representación gráfica de los análisis de las aguas mineromedicinales son muchos los métodos propuestos, pero ninguno alcanza el ideal de expresar de manera clara y rotunda la mineralización total y la concentración porcentual en miliequivalentes de los diferentes iones, parámetros indispensables para clasificar un agua (Armijo-Castro, 1994c).

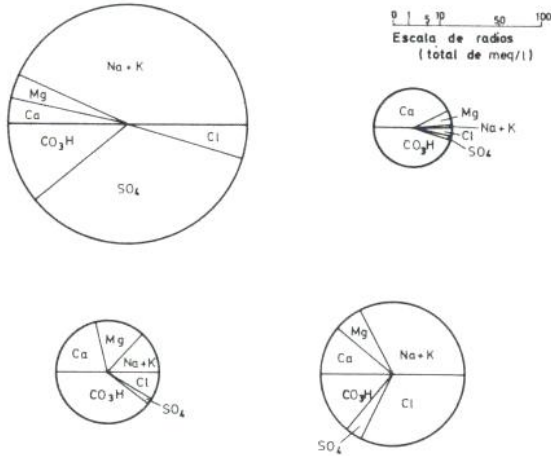
Entre los métodos gráficos más utilizados destacan los siguientes: diagrama de barras, diagrama circular, diagrama de Stiff, diagrama triangular y diagrama vertical.

Los diagramas de barras -o columnas- se emplean mucho por su sencillez. La composición química se puede expresar en mg/l, meq/l o % meq/l. La forma más común consiste en presentar en la columna de la derecha los tantos por ciento de los miliequivalentes de aniones en el orden  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  -de arriba hacia abajo- y en la columna de la izquierda los cationes en el orden  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  -de arriba hacia abajo- (figura 28)



**Figura 28. Diagramas en columnas –barras- de Collins (Custodio y Llamas, 1983).**

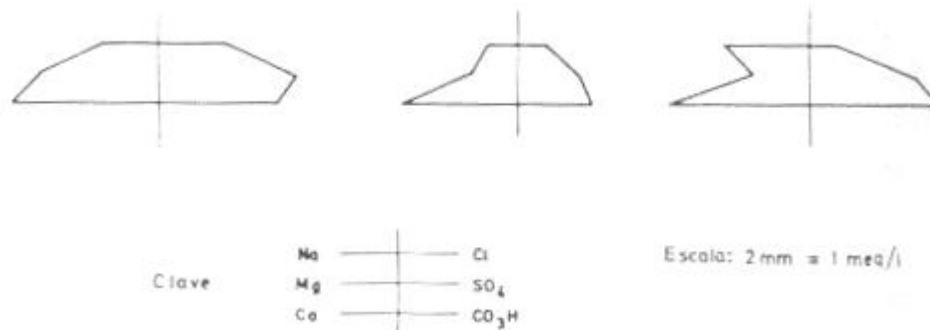
El diagrama circular expresa la composición mediante un círculo, cuyos ángulos son proporcionales a las concentraciones y sus radios o diámetros al total de sólidos disueltos, mientras que la suma de los aniones y de los cationes es igual a  $180^\circ$  (figura 29). Constituye uno de los métodos más útiles para expresar la composición química en el mapa de una zona.



**Figura 29. Ejemplos de diagramas circulares subdivididos en % meq/l (Custodio y Llamas, 1983).**

El diagrama de Stiff emplea un sistema de ejes horizontales paralelos y un eje vertical. En cada uno de estos se coloca un ion determinado. Una forma adecuada consiste en colocar en los ejes de la izquierda las concentraciones -meq/l- de  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  -de arriba hacia abajo- y, en el mismo orden, en los ejes de la derecha, los iones  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$  +  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (figura 30).

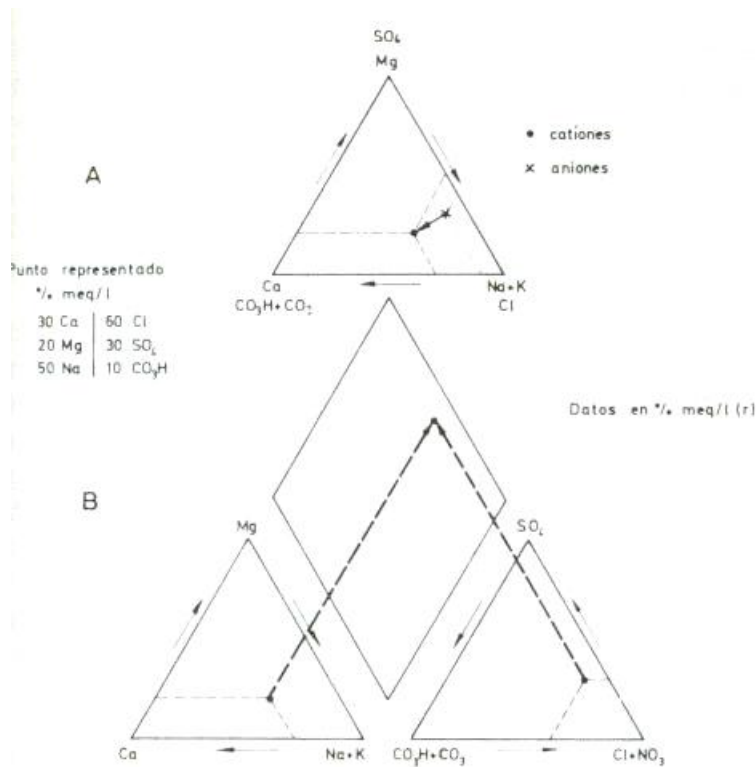
**Figura 30. Diagramas de Stiff modificados (Custodio, 1965; in: Custodio y Llamas, 1983).**



Este método permite apreciar y comparar en forma rápida los diferentes tipos de agua, cuando éstas se encuentran en cantidades limitadas. Es especialmente útil cuando se quieren apreciar cambios en el comportamiento de un agua en determinado tiempo, por características climáticas, hidrogeológicas o efectos antrópicos.

Otro método gráfico utilizado para la representación de la composición química de un agua es el de tipo triangular. El más sencillo consiste en el empleo de dos triángulos

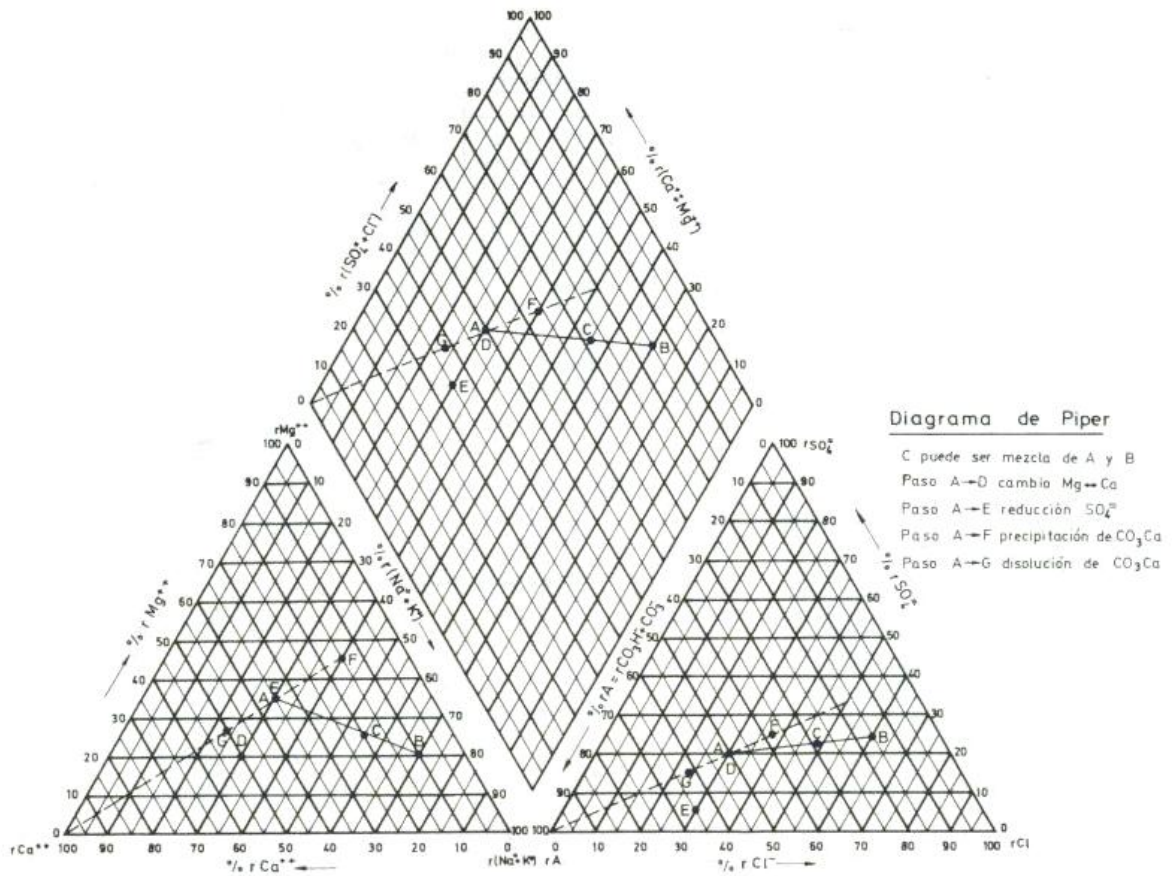
equiláteros, uno para los aniones y otro para los cationes, donde cada vértice representa 100% de un ion particular (figura 31). Schoeller ha propuesto el uso de un triángulo único, en el cual sobre los lados se representa, por una parte, la concentración -% meq/l- de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ , y, por otra, la de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . Las concentraciones aniónicas determinan un punto y las catiónicas otro. El agua queda definida por el eje que une ambos puntos (figura 31).



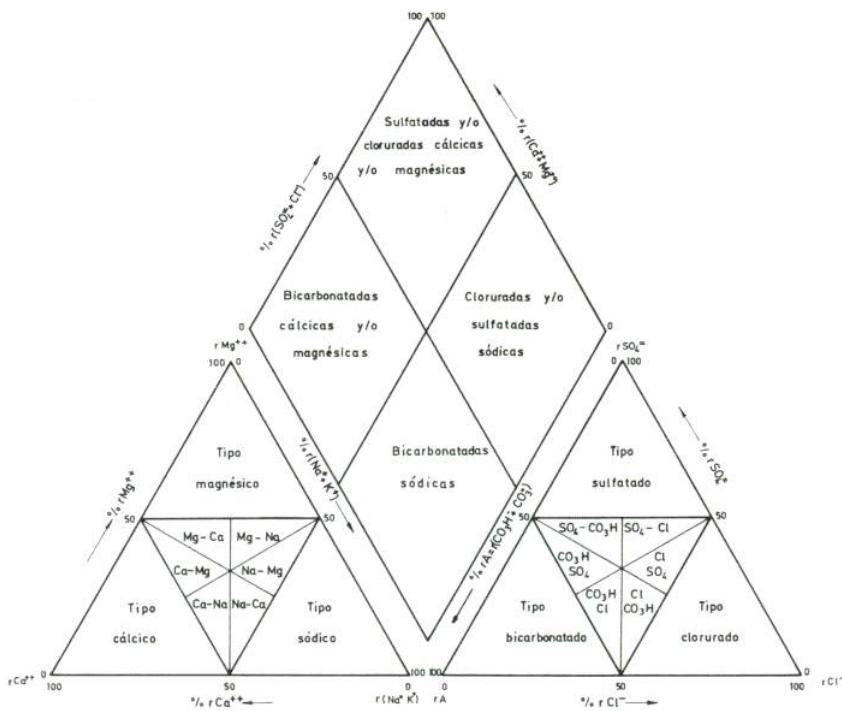
**Figura 31. Diferentes tipos de diagramas triangulares (Custodio y Llamas, 1983). A) Triangular simple. B) Diagrama de Piper (Hill-Langèlier).**

Los diagramas triangulares de Hill y Piper tienen como ventaja, en relación a los anteriores, que permiten representar un gran número de muestras en un sólo gráfico. En éstos, los triángulos de aniones y cationes ocupan los ángulos inferiores izquierdo y derecho con sus bases alineadas. La parte central del diagrama posee forma de rombo y sobre éste se proyectan los puntos de cada uno de los triángulos por medio de una recta paralela al borde superior del rombo. La intersección de estas dos rectas representa la composición del agua con respecto a una determinada agrupación de aniones y cationes. Son muy empleados para estudiar los fenómenos modificadores de la composición química de las aguas (figura 32) y para clasificar los tipos de aguas (figura 33).

La intersección de estas dos rectas representa la composición del agua con respecto a una determinada agrupación de aniones y cationes. Son muy empleados para estudiar los fenómenos modificadores de la composición química de las aguas (figura 32) y para clasificar los tipos de aguas (figura 33).



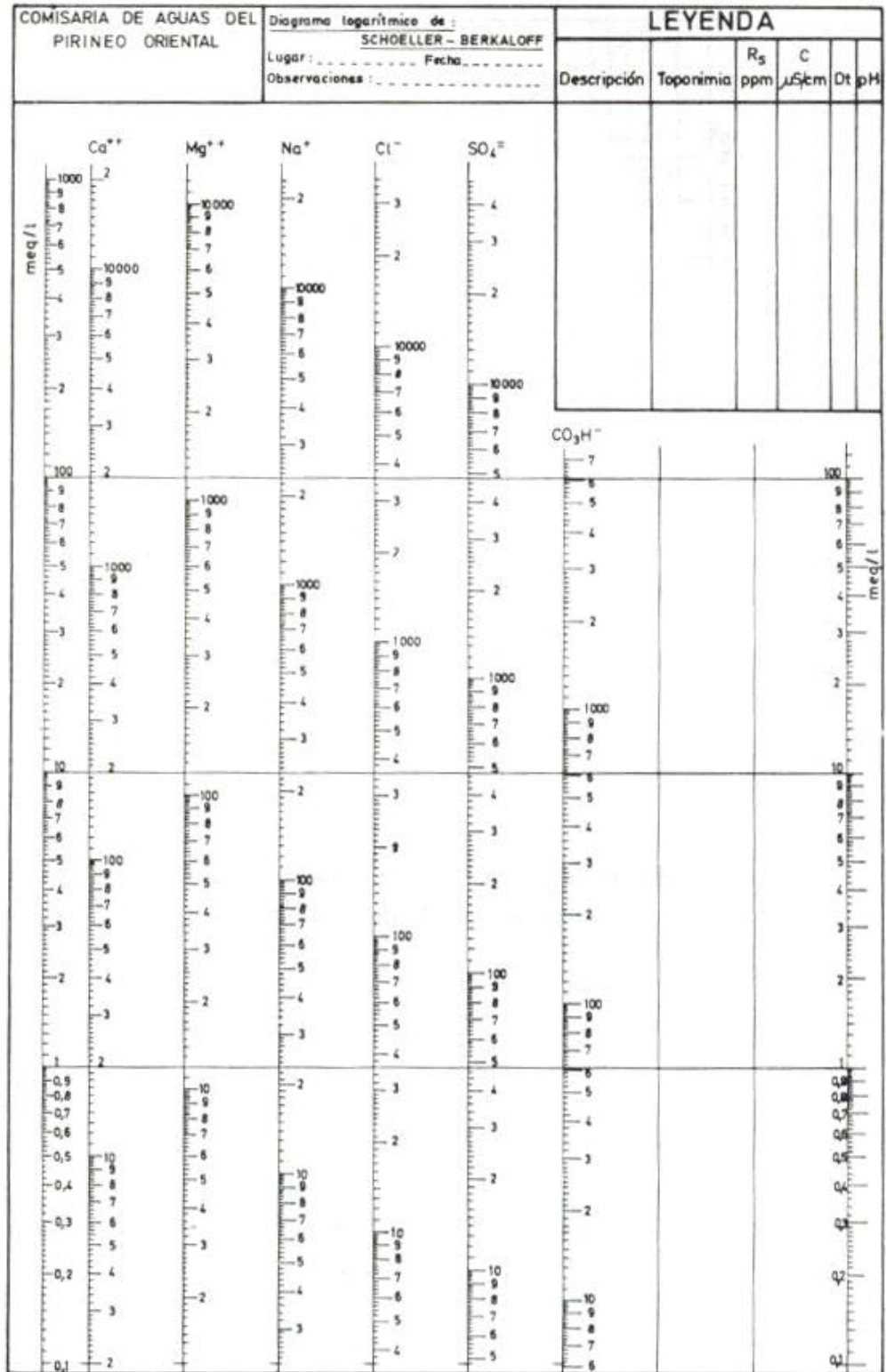
**Figura 32. Ejemplo de representación en diagrama de Piper-Hill de los efectos simples de fenómenos modificadores sobre un agua (Custodio y Llamas, 1983).**





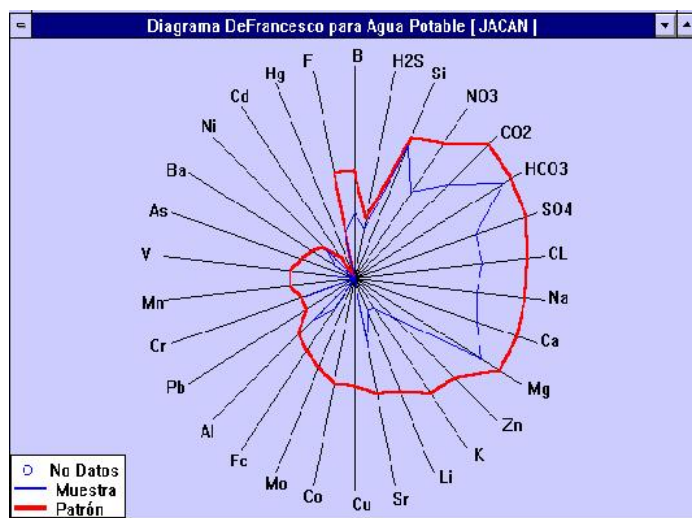
**Figura 33. Ejemplo de utilización del diagrama triangular de Piper-Hill para clasificar los tipos de aguas (Custodio y Llamas, 1983).**

Se debe destacar las posibilidades que ofrecen los diagramas de tipo vertical en la representación gráfica de la composición química de un grupo numeroso de muestras. En estos diagramas se coloca en el eje de ordenadas la concentración -en mg/l, meq/l 0 % meq/l- y en el eje de las abscisas los distintos iones presentes. El más usado de estos es la variante propuesta por Schoeller, en la cual la composición química se expresa en unidades logarítmicas (figura 34).



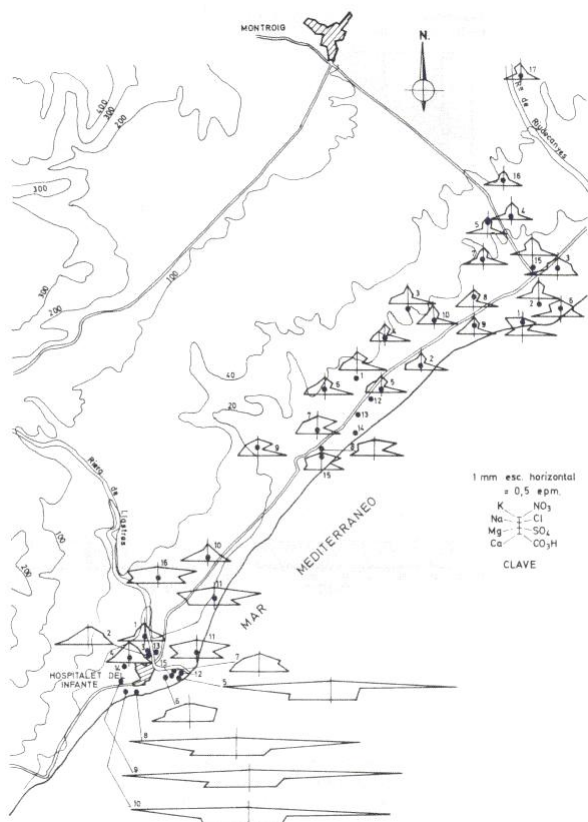
**Figura 34. Diagrama de escalas logarítmicas verticales de Schoeller-Berkaloff (Custodio y Llamas, 1983).**

Más recientemente Defrancesco (1991) ha propuesto un tipo de diagrama circular (figura 35) en el cual se representa en una escala logarítmica tanto macro como microconstituyentes y en la misma gráfica se representa la composición de la muestra estudiada y la del patrón de agua potable, mineral o de bebida envasada según la norma correspondiente (Tillán et al., 1996).



**Figura 35. Ejemplo de diagrama Defrancesco para un agua potable (Álvarez, 1997).**

Finalmente, merece destacarse la importancia de otras representaciones gráficas como son los mapas hidrogeoquímicos, pues ofrecen una valiosa información sobre las relaciones existentes entre el quimismo de las aguas y las condiciones geológicas, así como físico-geográficas, cuando se superponen en el mapa la litología presente, la red de drenaje y los diagramas -circulares o de Stiff- con la composición química de las aguas (figura 36).



**Figura 36. Ejemplo de mapa hidrogeoquímico de la porción sur del Campo de Tarragona (Hospitalet-Montroig) con diagramas poligonales de Stiff (Custodio y Llamas, 1983).**