

Por la relación $\bar{v} \approx u$ se pueden vincular los resultados de ensayos de bombeo con los de ensayos de trazadores realizados en el mismo acuífero, tomando en cuenta las concepciones diferentes de la porosidad (véase págs. 62–63).

Para los ensayos de trazadores y el flujo de contaminaciones el concepto decisivo de porosidad es la *porosidad cinemática* ω [sin dim.] que es la parte de la porosidad p por la cual pasa efectivamente el agua. ω puede también ser definida como la relación entre la velocidad efectiva u y la velocidad de DARCY v (ecuación 19):

$$\omega = V / u,$$

en donde v se determina como

$$v = K \cdot i$$

y u por ensayo de trazador según

$$u \approx \bar{v}.$$

ω no difiere mucho de la porosidad efectiva p_e (véase pág. 63).

La evaluación de las curvas de ensayo de trazador (véase ejemplo presentado en figura 93), a parte de tomar los tiempos arriba mencionados, se realiza en tres maneras diferentes:

- Evaluación de la curva acumulativa estandarizada.
Su gradiente depende de D_L .
- Evaluación de la curva de paso (en papel doble-logarítmico; comparación con curvas maestras)
- Evaluación con programa de computación.

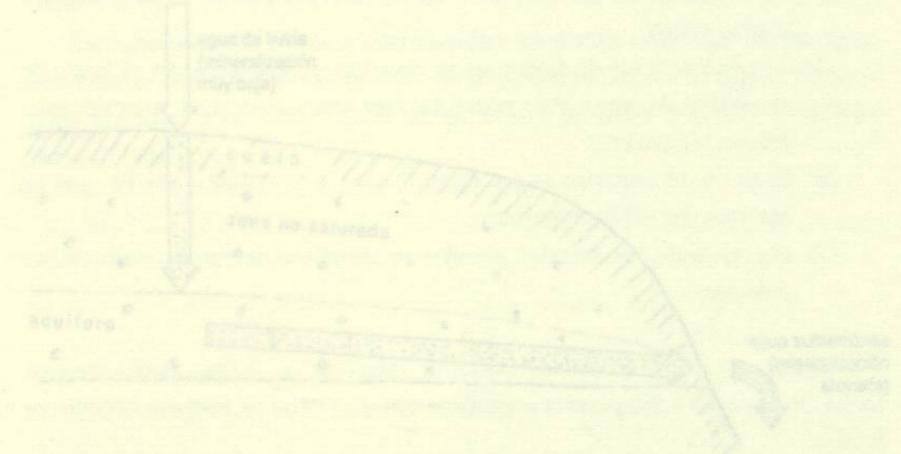
Por las evaluaciones se obtienen $u \approx \bar{v}$ y D_L . Mediante estos parámetros se puede calcular α_L , ω y K .

Hidrogeoquímica

Los procesos químicos principales
de flujo de agua subterránea

La hidrogeoquímica (o la química de las aguas subterráneas) se ocupa de la calidad química del agua subterránea. Las investigaciones hidrogeoquímicas proporcionan conocimientos acerca del origen de las aguas subterráneas y ayudan a entender el funcionamiento de sistemas de flujo de las mismas. Algunos constituyentes ó especies químicas determinadas pueden indicar la presencia de yacimientos minerales escondidos.

En cuanto a las alteraciones de la calidad química de las aguas subterráneas, causadas por actividades del hombre (contaminaciones, cargas antropogénicas), la ciencia que se ocupa de ello es la Hidrogeología Aplicada o la Hidrogeología Ambiental.



Los procesos químicos principales en los sistemas de flujo de agua subterránea

Disolución de sustancias sólidas

La disolución de sustancias sólidas y de gases en el agua subterránea es el proceso más importante de la hidrogeoquímica, conocido también como *la mineralización del agua subterránea*. Ya que el agua es un disolvente fuerte, no existe agua pura bajo la superficie de la tierra. Incluso el agua de lluvia y la nieve contienen sustancias disueltas en cantidades no despreciables. La figura 95 muestra esquemáticamente el aumento de la mineralización del agua durante su pasaje por las zonas de un sistema hidrogeológico: en el suelo, en la zona no saturada y en la zona saturada.

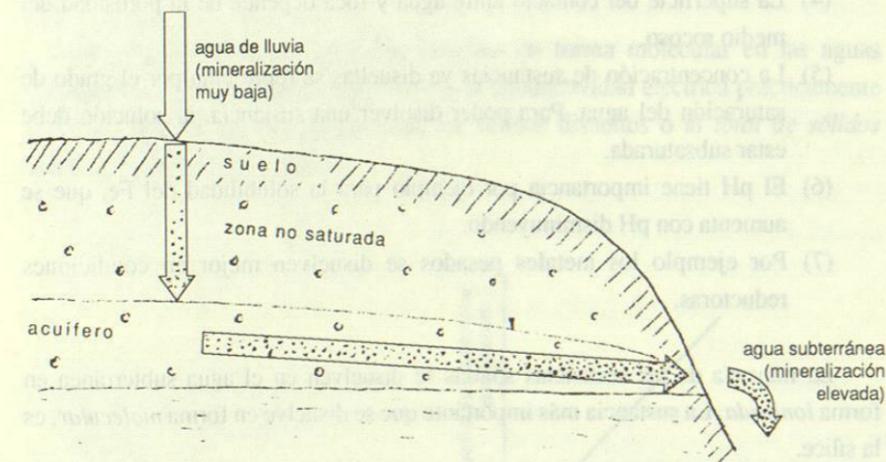


Figura 95: La mineralización del agua subterránea durante su transcurso por el subsuelo. La concentración de sustancias sólidas disueltas aumenta normalmente durante el curso subterráneo del agua.

La cantidad de sustancia disuelta por la naturaleza depende de

- la temperatura del agua (1)
- la solubilidad de los minerales (2)
- el tiempo del contacto entre agua y roca (3)
- la superficie del contacto (4)
- la concentración de sustancias ya disueltas (5)
- el pH (6)
- el potencial redox (7)

Estas condiciones se explican de la siguiente manera:

- (1) Normalmente la solubilidad de una sustancia aumenta con la temperatura. Por eso se observa una mineralización muy alta de las aguas termales. Existe una excepción importante en la hidrogeoquímica: La disolución de los carbonatos (véase págs. 107–109).
- (2) Un ejemplo para la solubilidad diferente de los minerales lo presenta la secuencia siguiente:
 $\text{NaCl} > \text{CaSO}_4 > \text{CaCO}_3 > \text{BaSO}_4$.
 El NaCl se disuelve muy fácilmente, incluso en agua fría, mientras que el BaSO₄ se disuelve sólo bajo condiciones hidrotermales.
- (3) El tiempo de contacto entre agua y roca depende de las velocidades de flujo del agua subterránea. Tiene entonces un rango entre pocas horas y miles de años.
- (4) La superficie del contacto entre agua y roca depende de la porosidad del medio rocoso.
- (5) La concentración de sustancias ya disueltas se representa por el grado de saturación del agua. Para poder disolver una sustancia, la solución debe estar subsaturada.
- (6) El pH tiene importancia por ejemplo para la solubilidad del Fe, que se aumenta con pH disminuyendo.
- (7) Por ejemplo los metales pesados se disuelven mejor en condiciones reductoras.

La mayoría de las sustancias sólidas se disuelven en el agua subterránea en forma *ionizada*. La sustancia más importante que se disuelve en forma *molecular*, es la sílice.

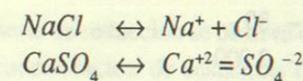
Las concentraciones de las sustancias disueltas en el agua subterránea se determinan por el *análisis químico del agua*. Las unidades de medición de la concentración de sustancias disueltas son:

1 mg de sustancia disuelta/l de solución [mg/l] = 1 parte por millón [ppm]

o:

1 µg de sustancia disuelta/l de solución [µg/l] = 1 parte por billón [ppb].

La disolución de minerales en forma de iones sucede por la *disociación electrolítica*. Las sustancias sólidas se disocian en cationes (+) y aniones (-), como en los ejemplos siguientes:



Leídas de la izquierda a la derecha, estas ecuaciones de reacción describen el proceso de disolución (disociación), mientras que de la derecha a la izquierda ocurre el proceso inverso: la *precipitación*.

En los sistemas de flujo de aguas subterráneas la precipitación de sustancias disueltas ocurre con menos frecuencia, sin embargo con excepciones importantes, como la formación de travertinos, en donde existe precipitación de CaCO₃ (véase págs. 107–109).

La conductividad eléctrica

Los iones como partículas con cargas eléctricas conducen la corriente eléctrica. Por eso la conductividad eléctrica de una solución es proporcional a su concentración de iones.

La concentración de sustancias disueltas en forma molecular en las aguas subterráneas normalmente es baja. Por eso la conductividad eléctrica prácticamente es proporcional a la concentración de los sólidos disueltos o al *total de sólidos disueltos (TSD)*, véase figura 96.

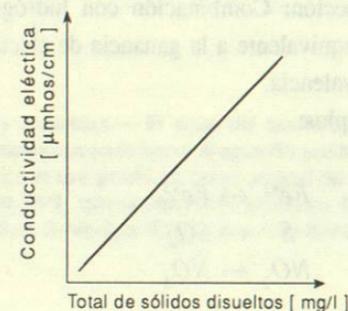


Figura 96: Entre la conductividad eléctrica y el total de sólidos disueltos existe una relación lineal.

Esta relación permite reconocer el grado de mineralización de un agua subterránea mediante la medición sencilla de la conductividad eléctrica en el campo. Se mide con un *conductímetro*. Las unidades de medición son

$\mu\text{mhos/cm}$, mmhos/cm (o $\mu\text{Siemens/cm}$, mSiemens/cm). Ya que la conductividad eléctrica depende también de la temperatura, se necesita aplicar una corrección según una tabla o utilizar un conductímetro con compensación automática de temperatura.

Conductividades eléctricas de algunos tipos de agua [$\mu\text{mhos/cm}$]:

Agua de lluvia	5 - 30
Agua subterránea dulce (potable)	30 - 2,000
Agua de mar	45,000 - 55,000
Salmueras	hasta > 100,000

Disolución de gases

Contrario a las sustancias sólidas, la solubilidad de los gases se aumenta con temperaturas descendentes.

Gases de gran importancia en la química de aguas subterráneas son:

- el oxígeno (O_2), véase pág. 121
- el bióxido de carbono (CO_2).

El bióxido de carbono juega un papel importante en la disolución de carbonatos en el agua subterránea (véase págs. 107-109).

La concentración de nitrógeno (N_2) disuelto en aguas subterráneas es considerablemente más alta que las de oxígeno y de bióxido de carbono. Sin embargo, por su inercia química el nitrógeno no participa en los procesos hidrogeoquímicos.

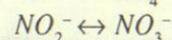
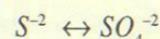
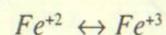
Oxidación y reducción

Oxidación y reducción se definen como sigue:

Oxidación: Combinación con oxígeno o pérdida de hidrógeno, lo que es equivalente a la pérdida de electrones o al aumento de escalón de valencia.

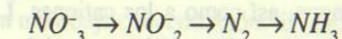
Reducción: Combinación con hidrógeno o pérdida de oxígeno, lo que es equivalente a la ganancia de electrones o a la disminución de escalón de valencia.

Ejemplos:



La oxidación corre de la izquierda a la derecha, la reducción de la derecha a la izquierda.

La oxidación, así como la reducción puede recorrer varios escalones, por ejemplo en la serie de reducción de nitrato:



Esta serie de reducción se observa donde se infiltran aguas de rellenos sanitarios con alta concentración de sustancias orgánicas en el agua subterránea, con lo que se elimina el nitrato.

Las condiciones de oxidación en las aguas subterráneas ocurren por oxígeno excedente. Las condiciones de reducción ocurren por falta de oxígeno o por sustancias orgánicas excedentes.

En los acuíferos profundos falta el oxígeno que se consume por procesos de oxidación. Por eso las aguas subterráneas de los pisos profundos normalmente están reducidas (véase figura 97).

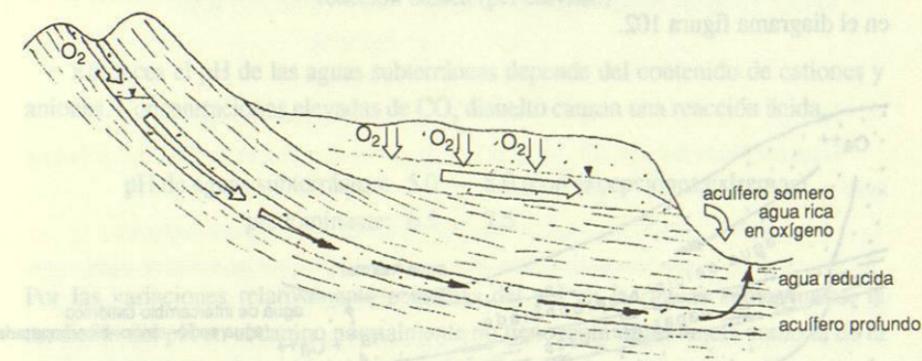


Figura 97: Aguas subterráneas oxidadas y reducidas.— El agua del acuífero somero (no confinado) está en contacto con el aire y por eso es rico en oxígeno. Al agua del acuífero profundo (confinado) le falta el contacto con el aire, con lo que perdió su carga original de oxígeno por procesos de oxidación (por ejemplo de la pirita, FeS_2 , que se transforma en óxidos de hierro y en sulfato). Por reducción de sulfato se forma sulfuro de hidrógeno, H_2S con su olor típico para aguas fuertemente reducidas.

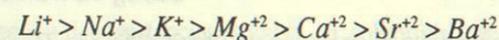
Para los procesos redox de las composiciones del hierro, véanse las figs. 99 y 100.

La medición del *potencial redox* (E_h o E^0) en aguas subterráneas es muy problemática, ya que las aguas naturales son mezclas de varios sistemas de redox, por ejemplo de $Fe^{+2} - Fe^{+3}$, $S^{-2} - SO_4^{-2}$, $NO_2^{-} - NO_3^{-}$.

Intercambio catiónico

La superficie de todos los minerales tienen pequeñas cargas eléctricas. Estas fuerzas eléctricas pueden absorber los dipolos del agua, así como a los cationes. La más grande *capacidad de intercambio catiónico* la tienen las arcillas, especialmente la montmorillonita. Los cationes diferentes son adsorbidos con fuerza diferente, de manera que los iones adherentes con más fuerza desplazan a los de adherencia débil. Este proceso se llama *intercambio catiónico*.

Los cationes más frecuentes en el agua subterránea forman la serie de facilidad de intercambio catiónico siguiente:



Por su adherencia más fuerte, los cationes más a la derecha de esta serie desplazan a aquéllos más a la izquierda.

El intercambio catiónico más importante en la hidrogeoquímica es el del Na^+ por el Ca^{+2} , como lo muestra la figura 98. Un agua típico de intercambio catiónico se ve en el diagrama figura 102.

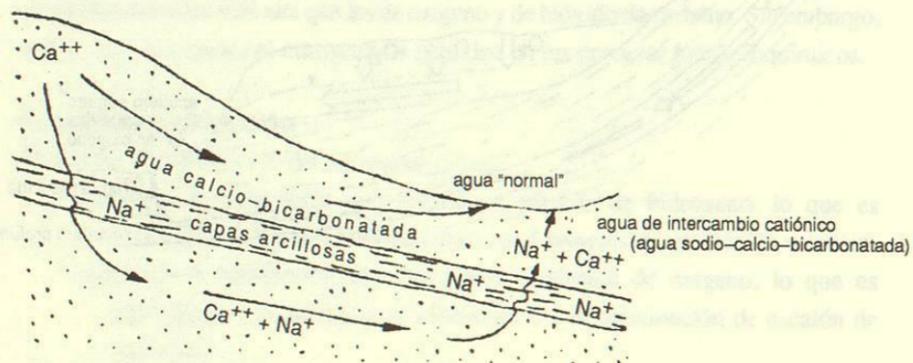
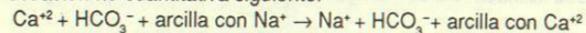


Figura 98: Intercambio catiónico de un agua bicarbonatada. El agua del sistema profundo pasa por capas arcillosas que contienen cargas de sodio. Su concentración de Ca^{+2} se disminuye, mientras que su concentración de Na^+ se aumenta. La reacción se puede presentar por la ecuación no cuantitativa siguiente.



En aguas subterráneas "normales" la concentración de Na^+ corresponde a la concentración de Cl^- . Las aguas de intercambio catiónico contienen un exceso de Na^+ sobre Cl^- , así como un exceso de HCO_3^- sobre Ca^{+2} .

El pH y sus cambios

El agua pura contiene, además de los moléculas propias, iones disociados de H^+ y OH^- en muy baja concentración. El grado de acidez de una solución acuosa depende de la concentración de iones H^+ (en realidad H_3O^+). Esta se mide por el pH (= logaritmo de base 10 del recíproco de la concentración de iones H^+). Ya que el agua pura a $22^\circ C$ tiene una concentración de H^+ de 10^{-7} mol/l, su pH vale 7.0.

pH < 7.0: caracter ácido

pH > 7.0: caracter básico

Cuando un soluto se disuelve en agua, el pH cambia, generalmente debido a que algunos de los nuevos iones se combinan con los H^+ (ó OH^-) del agua, alterándose el equilibrio químico.

Ejemplos:

Disolución de $NaCl$: cambio de pH muy pequeño

Disolución de $CaCO_3$: disminución de H^+ por formación de HCO_3^- , que causa reacción básica (pH elevado)

Entonces el pH de las aguas subterráneas depende del contenido de cationes y aniones. Concentraciones elevadas de CO_2 disuelto causan una reacción ácida.

pH de aguas subterráneas: 5.0 - 8.0 (con excepciones extremas)

predominante: 6.5 - 7.5

Por las variaciones relativamente pequeñas del pH en las aguas subterráneas, la medición del pH en el campo normalmente no tiene tanta importancia como la de la conductividad eléctrica.

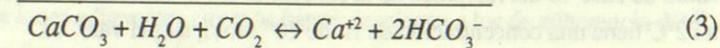
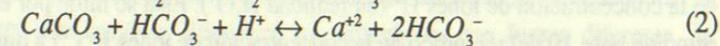
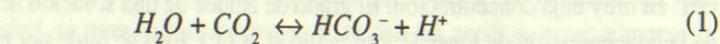
Algunas sustancias se disuelven más fácilmente en aguas subterráneas de pH bajo (metales pesados, hierro). La sílice se disuelve más fácil en aguas subterráneas de pH alto.

Disolución de carbonato — el proceso de carstificación

En agua pura la solubilidad de carbonato es muy baja. En la presencia de bióxido de carbono la solubilidad del carbonato se aumenta enormemente.

Por eso el poder disolvente de las aguas naturales con alto contenido de bióxido de carbono es fuerte. Su agresividad depende de la concentración de bióxido de carbono.

En forma simplificada las reacciones químicas principales para la disolución de roca carbonatada y de carbonatos del suelo se presentan como sigue (en un sistema compuesto de calcita, agua y bióxido de carbono):



La reacción (1) consiste en la disolución de bióxido de carbono en agua, por lo que se forma ácido carbónico. Este reacciona en (2) con calcita, disolviéndola en los iones de calcio y de bicarbonato.

El total de las reacciones que se llama el *equilibrio cal-bióxido de carbono*, está descrito por (3). El equilibrio está dirigido por la presión de bióxido de carbono: Si la concentración de CO₂ se aumenta, la reacción corre de la izquierda a la derecha y se disuelve CaCO₃; si la concentración de CO₂ se disminuye, la reacción corre de la derecha a la izquierda y se precipita CaCO₃.

El CO₂ en aguas bicarbonatadas se llama: ácido carbónico libre

o: agresivo

o: excedente.

El HCO₃⁻ se llama : ácido carbónico ligado.

La solubilidad del gas CO₂ en agua se aumenta con el descenso de la temperatura (véase pág. 121). Por eso vale:

— Aguas frías son más agresivas para carbonatos que aguas calientes

— Si el agua se calienta el CO₂ se libera, causando la precipitación de carbonato.

Es por este último proceso que se forman los *travertinos* aguas abajo de manantiales: El agua subterránea, saturada de calcio, bicarbonatada y brotando de un manantial de carst, se calienta, por lo que se libera CO₂ y se precipita el carbonato de calcio. En el transcurso del tiempo se acumulan grandes masas de ésta roca típica que incluye restos de plantas y a menudo promueve la formación de cascadas de gran interés turístico.

La disolución de CaCO₃ por agua que se enfría se llama *corrosión de enfriamiento*. Otro tipo de corrosión en acuíferos cársticos es la *corrosión de mezcla*, causada por la distorsión del equilibrio cal-bióxido de carbono, donde se mezclan aguas subterráneas con concentraciones de bióxido de carbono diferentes.

La producción de bióxido de carbono por las plantas es un factor importante para la disolución de carbonatos. Por eso la gran cantidad de bióxido de carbono producido por las selvas tropicales predomina sobre la solubilidad de bióxido de carbono disminuida por las temperaturas altas, de tal manera que la disolución de calizas bajo las selvas tropicales es más fuerte que bajo condiciones climáticas templadas.

El análisis químico y la clasificación de aguas subterráneas

El análisis hidrogeoquímico

Las investigaciones hidrogeoquímicas se basan en análisis químicos de aguas. El análisis regular del agua subterránea (véase tabla 6) debe comprender todos los cationes y aniones principales, que se necesitan para establecer el balance químico del agua, así como la sílice y los gases O_2 y CO_2 . La alcalinidad y las durezas se utilizan en primer lugar para la estimación de la calidad de aguas subterráneas en su uso práctico. A ellas contribuyen varios iones: carbonato y bicarbonato para la alcalinidad, y Ca y Mg para las durezas.

Para el control de la calidad de las aguas potables se desarrollaron métodos analíticos estandarizados, así como formatos normalizados, que contienen todos los parámetros necesarios con sus unidades de medición. Son objetivos de la Hidrogeología Aplicada.

Problemas especiales exigen ampliaciones del análisis químico con los parámetros correspondientes, por ejemplo del Sr para reconocer el origen marino de aguas profundas, o del B para comprobar contaminaciones por aguas lixiviadas de desecho doméstico que contiene el boro en los detergentes.

La toma de muestras de agua subterránea para el análisis químico

Vale la regla principal:

La muestra de agua subterránea analizada debe presentar las propiedades químicas del agua en el acuífero, sin alteración ninguna.

Sin embargo, la muestra de agua en su camino desde el acuífero hasta la mesa de análisis sufre cambios físicos y químicos por los cambios de su ambiente que empiezan con su entrada en un pozo o con su contacto con el aire en un manantial. Entonces hay que reducirlos a un mínimo inevitable.

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON * FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA RESULTADOS DE ANALISIS QUIMICOS DE AGUAS

CLAVE MUESTRA	BSI	LL-1	RF	PMVL-1
TEMPERATURA AMBIENTE °C		30.5		
TEMPERATURA MUESTRA °C	37	24		26
pH CAMPO		7.93		
ALCALINIDAD EN CAMPO mgCaCO ₃ /L		60.14		
CONDUCTIVIDAD μmhos/cm	8600	3000	520	1120
OXIGENO DISUELTO mgO ₂ /L				
SOLIDOS TOTALES mg/L	4740	3445	449	1192
SOLIDOS DISUELTOS mg/L	4656	3422	449	1132
SOLIDOS SUSPENDIDOS mg/L	84	23	0	60
pH LABORATORIO	7.55	7.66	7.35	
ALCALINIDAD TOTAL mg CaCO ₃ /L	261.03	61.53	218.09	
BICARBONATOS mg HCO ₃ /L	318.45	75.07	266.07	269.0
CARBONATOS mg CO ₃ /L	0	0	0	
NITRATOS mg NO ₃ /L				
NITRITOS mg NO ₂ /L	0.012	0.03	0.012	0.005
CLORUROS mg Cl/L	1616.9	9.10	2.49	72.13
SULFATOS mg SO ₄ /L	1176.0	2181.6	138.46	382.9
DUREZA TOTAL mg CaCO ₃ /L	1347.4	2202.0	340.30	702.8
DUREZA PARCIAL mg CaCO ₃ /L	1019.5	2188.5	273.06	589.57
CALCIO mg Ca/L	408.23	876.27	109.33	236.1
MAGNESIO mg Mg/L	79.65	3.27	16.33	27.5
SODIO mg Na/L	1008.2	16.42	3.62	53.3
POTASIO mg K/L	20.65	3.97	1.00	6.82
FIERRO TOTAL mg Fe ₂ O ₃ /L				0.04
SILICE REACTIVO mg SiO ₂ /L	23.01	12.02	9.19	21.35
FECHA DE MUESTREO	03-07-91	01-06-91	15-06-91	28-01-92

Tabla 6: Ejemplo para resultados de análisis químicos de aguas subterráneas diferentes. Los análisis no son completos, ya que faltan el O_2 , el CO_2 y el NO_3 .

BSI: Agua clorurada-sulfatada, Manantial Termal Oeste del Baño San Ignacio, Linares N.L., México.

LL-1: Agua sulfatada de un lago de carst de yeso (Laguna de Labradores, Galeana N.L., México).

RF: Agua bicarbonatada de un gran manantial de carst (Nacimiento del Río Frío, Gomez Farías, Tamps., México).

PMVL-1: Agua potable del pozo principal de la Ex-Hacienda Guadalupe, Fac.de Ciencias de la Tierra UANL, Linares N.L., México.

Existen reglas bien conocidas para el transporte y el depósito de la muestra. Menos conocidas son las reglas para el muestreo propio que exige conocimientos hidrogeológicos y técnicos, por ejemplo para evitar que la muestra contenga agua estancada de un pozo no utilizado, o para obtener una muestra de un piso definido en un pozo.

Los detalles dependen mucho de los parámetros a analizar. Hay que observar reglas más estrictas para el muestreo así como el transporte, si se trata de constituyentes sensibles o menores o de traza, como por ejemplo el hierro o otros metales pesados, hidrocarburos o el boro.

De importancia básica es una identificación unívoca de la muestra, incluyendo la fecha y las condiciones del muestreo.

La clasificación química de aguas subterráneas

Las aguas subterráneas se clasifican por su contenido químico según varios sistemas.

Clasificación por contenido de sal común o ion de cloruro

Agua dulce	0 – 1,000 mg/l Cl ⁻
Agua salobre	1,000 – 10,000 mg/l Cl ⁻
Agua salada	10,000 – 100,000 mg/l Cl ⁻
(Agua del mar	19 g/l Cl ⁻ , 35 g/l total de sales)
Salmueras	> 100,000 mg/l Cl ⁻

Clasificación por sustancias sólidas disueltas (pág. 114)

Agua potable	< 1,000 mg/l total de sólidos disueltos (TSD, STD o SDT)
Agua mineral	> 1,000 mg/l TSD

Esta clasificación corresponde poco a la realidad, ya que se utilizan aguas de un contenido de hasta >2,000 mg/l TSD como agua potable.

Aquí hay que mencionar a las aguas subterráneas de mineralización baja (<100 mg/l TSD). Se encuentran en acuíferos que contienen pocos minerales solubles, por ejemplo areniscas cuarcíticas. En estas aguas domina la química del agua de lluvia con un contenido de Cl⁻ < 1mg/l.

Clasificación por tipos aniónicos

Aguas bicarbonatadas se encuentran en acuíferos de capas carbonatadas, especialmente calizas, dolomías, sin embargo también en rocas ígneas y metamórficas básicas, por ejemplo basalto.

Aguas sulfatadas se encuentran en sistemas de flujo que tienen contacto con capas de yeso o anhidrita.

Aguas cloruradas se encuentran en sistemas de flujo que tienen contacto con evaporitas halíticas, con intrusiones de agua del mar o con aguas fósiles.

La tabla 7 muestra ejemplos para los tres tipos aniónicos principales.

	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	SO ₄ ⁻² [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	TSD [mg/l]	Conductividad el.[μmhos/cm]
<i>Agua bicarbonatada:</i>					
Ojo de Agua Abajo (Sierra Madre Oriental, Cañon Potosi, Linares N.L.) Acuífero cárstico	163.4	13.6	2.3	250	335
<i>Agua sulfatada:</i>					
Nacimiento Río Potosí, Galeana N.L. Capas con yeso	75	1626	4.5	2298	2220
<i>Agua clorurada-sulfatada:</i>					
Baño San Ignacio, Linares N.L. Agua termal, Diápiro de evaporitas (?)	318	1176	1617	4656	8600

Tabla 7: Ejemplos para los tres tipos aniónicos de aguas subterráneas de la región de Linares, N.L., México.

Clasificación por la dureza

Aguas duras ("aguas gordas")	aguas de concentración alta de calcio y de magnesio
Aguas suaves ("aguas delgadas")	aguas de concentración baja de calcio y de magnesio
<i>Dureza de calcio</i>	concentración de Ca ⁺²
<i>Dureza de magnesio</i>	concentración de Mg ⁺²
<i>Dureza total</i>	concentración de Ca ⁺² + Mg ⁺²