

Figura 106: Carta de concentración de sulfato en un acuífero de gravas importante (Alemania del Sur).— Tomado de HYDROGEOLOGISCHE KARTE (1992).
A lo largo del margen noroeste del canal de gravas, abandonado por el Río Rhin, se observa una pluma de concentración elevada de sulfato, causada por flujos de agua de la ladera noroeste, donde afloran margas de yeso del Triásico Superior (véase flecha).

Cálculo de aguas de mezcla

De muchos pozos y manantiales salen aguas subterráneas mezcladas de componentes de concentraciones químicas diferentes (véase figuras 107 y 108). Por las ecuaciones de mezcla se pueden calcular concentraciones o caudales incógnitos de los componentes de un agua de mezcla.

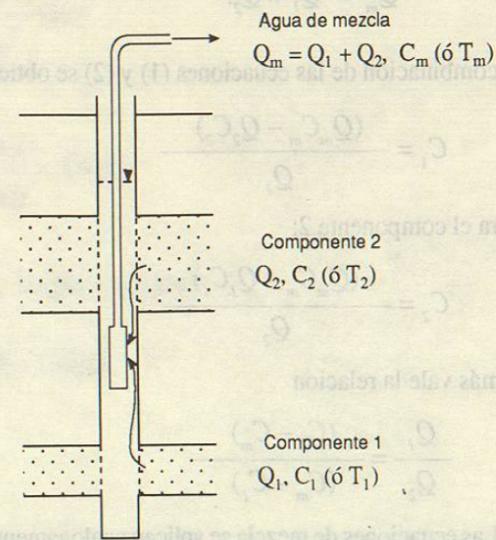


Figura 107: Pozo produciendo agua de mezcla de 2 componentes, los que provienen de dos acuíferos, con caudales Q_1 y Q_2 y concentraciones de una sustancia disuelta C_1 y C_2 (o temperaturas T_1 y T_2).

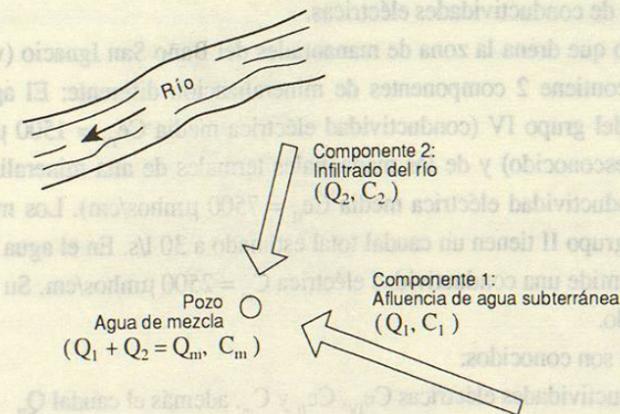


Figura 108: Pozo produciendo agua de mezcla de afluencia de agua subterránea y de infiltración de un río.

Para un agua de mezcla con caudal Q_m [l/s] y concentración C_m [mg/l] de una sustancia X, que consiste en 2 componentes de los caudales y concentraciones Q_1, C_1 y Q_2, C_2 , vale

$$Q_m C_m = Q_1 C_1 + Q_2 C_2, \quad (1)$$

$$\text{y} \quad Q_m = Q_1 + Q_2. \quad (2)$$

Por combinación de las ecuaciones (1) y (2) se obtiene para el componente 1:

$$C_1 = \frac{(Q_m C_m - Q_2 C_2)}{Q_1} \quad (3)$$

y para el componente 2:

$$C_2 = \frac{(Q_m C_m - Q_1 C_1)}{Q_2} \quad (4)$$

Además vale la relación

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{(C_2 - C_m)}{(C_m - C_1)} \quad (5)$$

Las ecuaciones de mezcla se aplican análogamente en conductividades eléctricas, temperaturas o concentraciones de isótopos de componentes de un agua mezclada.

Ejemplo: Cálculo de los caudales incógnitos en un agua de mezcla superficial por medición de conductividades eléctricas.

El arroyo que drena la zona de manantiales del Baño San Ignacio (véase carta figura 105) contiene 2 componentes de mineralización diferente: El agua de los manantiales del grupo IV (conductividad eléctrica media $C_{e_{IV}} = 1500 \mu\text{mhos/cm}$, caudal Q_{IV} desconocido) y de los manantiales termales de alta mineralización del grupo II (conductividad eléctrica media $C_{e_{II}} = 7500 \mu\text{mhos/cm}$). Los manantiales termales del grupo II tienen un caudal total estimado a 30 l/s. En el agua de mezcla del arroyo se mide una conductividad eléctrica $C_m = 2500 \mu\text{mhos/cm}$. Su caudal Q_m es desconocido.

Entonces son conocidos:

Los conductividades eléctricas $C_{e_{IV}}$, $C_{e_{II}}$ y C_m , además el caudal Q_{II} .

Hay que calcular los desconocidos Q_{IV} y Q_m .

Para la relación de los caudales vale según ecuación (5):

$$\frac{Q_{IV}}{Q_{II}} = \frac{(C_{e_{II}} - C_m)}{(C_m - C_{e_{IV}})}$$

entonces

$$Q_{IV} = Q_{II} \frac{(C_{e_{II}} - C_m)}{(C_m - C_{e_{IV}})} \quad [\text{l/s}]$$

En cifras:

$$Q_{IV} = 30 \frac{(7500 - 2500)}{(2500 - 1500)} = 150 \text{ l/s}$$

Con $Q_m = Q_{II} + Q_{IV}$ (según ecuación 2),

se obtiene $Q_m = 30 + 150 = 180 \text{ l/s}$.

Isótopo-Hidrología

Estudios isotópicos en la hidrogeología

Los estudios isotópicos en la hidrogeología tienen dos objetivos principales:

- Si el contenido isotópico no cambia dentro de un sistema de flujo de agua, éste reflejará el *origen* del agua, especialmente la ubicación, el período y el proceso de la recarga.
- Si el contenido isotópico cambia en los caminos del agua subterránea, éste reflejará la *historia* del agua (la mezcla de componentes y los procesos de la descarga, efectos de evaporación).

Estudios isotópicos normalmente incluyen datos hidrogeológicos e hidroquímicos.

Propiedades químicas y físicas de los isótopos de un elemento

La mayoría de los elementos químicos consiste de una mezcla de *isótopos*, lo que significa, de *átomos del mismo número atómico, pero de masa atómica diferente*. Ya que todos los isótopos de un elemento tienen la misma cantidad de electrones en la

Parámetro	H ₂ O	D ₂ O
Densidad [20°C, g.cm ⁻³]	0.9982	1.1050
Temperatura de la densidad máxima [°C]	4.0	11.6
Volumen molar [20°C, cm ³ .Mol ⁻¹]	18.049	18.124
Punto de fusión [760 Torr, °C]	0.00	3.82
Punto de ebullición [760 Torr, °C]	100.00	101.42
Presión de vapor [100°C, Torr]	760.00	721.60
Viscosidad [20°C, Centipoise]	1.00	1.25

Tabla 8: Comparación de los parámetros característicos del H₂O (molécula de agua con isótopo "normal" de hidrógeno) y de D₂O (molécula de agua con deuterio—isótopo pesado y estable del hidrógeno).—Según HOEFS 1973.

misma repartición, el comportamiento químico de los isótopos de un elemento es muy similar. Por eso los isótopos no pueden ser diferenciados o separados mediante análisis químicos. No obstante por sus estructuras nucleares diferentes los isótopos de un elemento químico poseen propiedades físicas diferentes (véase tabla 8). Su masa atómica diferente se utiliza para su separación y medición en el espectrómetro de masa.

Los isótopos de un elemento pueden ser *estables* o *radioactivos*.

En la molécula del agua se encuentran los siguientes isótopos:

	Isótopo ligero ("normal")	Isótopos pesados
Isótopos estables:	¹ H, ¹⁶ O	¹⁸ O, ² H (Deuterio, D)
Isótopo radioactivo:	—	³ H (Tritio, T)

Algunos isótopos de iones o gases disueltos en el agua subterránea, empleados en la hidrogeología son:

	Isótopos ligeros ("normales")	Isótopos pesados
Isótopos estables:	¹² C, ¹⁴ N, ³² S, ³⁵ Cl, ⁸⁴ Kr	¹³ C, ¹⁵ N, ³⁴ S
Isótopos radioactivos:	—	¹⁴ C, ³⁶ Cl, ⁸⁵ Kr

Por las diferencias de las propiedades físico-químicas,

- las composiciones químicas de los isótopos ligeros se descomponen más fácilmente que las de los isótopos pesados,
- en una reacción química las moléculas con los isótopos ligeros reaccionan un poco más rápido que aquellas con isótopos pesados.

Este comportamiento diferente causa el *fraccionamiento* (separación) de los isótopos lo cual es responsable de la repartición de los isótopos observada en la naturaleza.

Los isótopos estables de la molécula de agua

Unidad de medición de concentraciones de isótopos estables

Las concentraciones absolutas de los isótopos pesados son muy pequeñas. Por eso no se usan las concentraciones absolutas como unidad de medición, sino la diferencia relativa entre:

- la relación de isótopos de la muestra, R_{muestra} (por ejemplo ¹⁸O/¹⁶O)
- y la relación de isótopos de un estándar, $R_{\text{estándar}}$.

Como estándar para ¹⁸O y D se usa el medio estándar de agua de mar (*Vienna Standard of Mean Ocean Water, V-SMOW*), el que tiene las relaciones

$$\delta[0/00] = \frac{(R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}})}{R_{\text{estándar}}} \times 1000$$

Las relaciones son: $R_{18O} = 2005.2 \times 10^{-6}$
 $R_D = 155.76 \times 10^{-6}$
 Para V-SMOW vale: $\delta D = 0$
 y $\delta^{18}O = 0$.

Ya que las relaciones $R = {}^{18}O/{}^{16}O$ y D/H en las aguas del ciclo hidrológico normalmente son más pequeñas que las del agua del océano, los valores δ son negativos.

La medición de relaciones de isótopos estables

Las relaciones de isótopos estables se miden en el espectrómetro de masa, por comparación con el estándar. La exactitud de medición alcanza a

- ± 1 ‰ (D),
- ± 0.1 - 0.2 ‰ (${}^{18}O$).

Fraccionamiento de isótopos, efecto de temperatura

Los cambios de los contenidos isotópicos originales de una sustancia en la naturaleza son causados por procesos físicos y químicos, que se conocen como *fraccionamiento de isótopos*.

Dentro del ciclo hidrológico el fraccionamiento de los isótopos de la molécula de agua es causado en primer lugar por pasos de condensación, lo que quiere decir, que el fraccionamiento depende de la temperatura (*efecto de temperatura*). El efecto global de temperatura se ve en la figura 109.

En escala regional o local se observan los efectos siguientes, causados por el efecto de temperatura.

Efecto de Altura

La figura 110 muestra el *efecto de altura*: la correlación lineal entre el contenido de isótopo pesado y la altura. Este efecto se observa en las aguas de precipitación así como en las aguas de ríos con cuencas de drenaje de altura diferente y en las aguas subterráneas de áreas de recarga de altura diferente. Puede ser utilizado para el reconocimiento de la ubicación de zonas de recarga de aguas subterráneas.

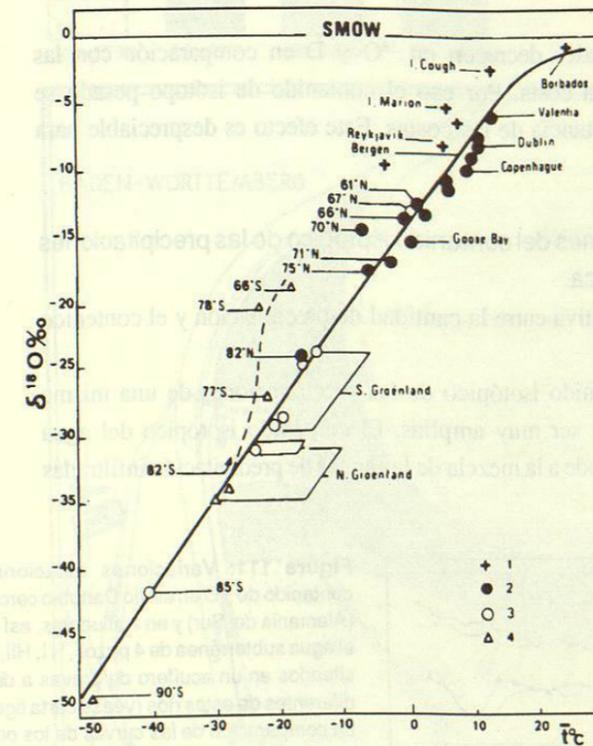


Figura 109: Relación global entre $\delta^{18}O$ de precipitación y temperatura media anual del aire en la superficie (*efecto de latitud*). Ya que este gradiente incluye varios tipos de clima (1-4), el no puede ser utilizado para estudios locales. 1: Estaciones de islas, 2: Estaciones continentales, 3: Estaciones de alta latitud, 4: Estaciones de Groenlandia y Antártida.— Tomado de FRITZ y FONTES (1980).

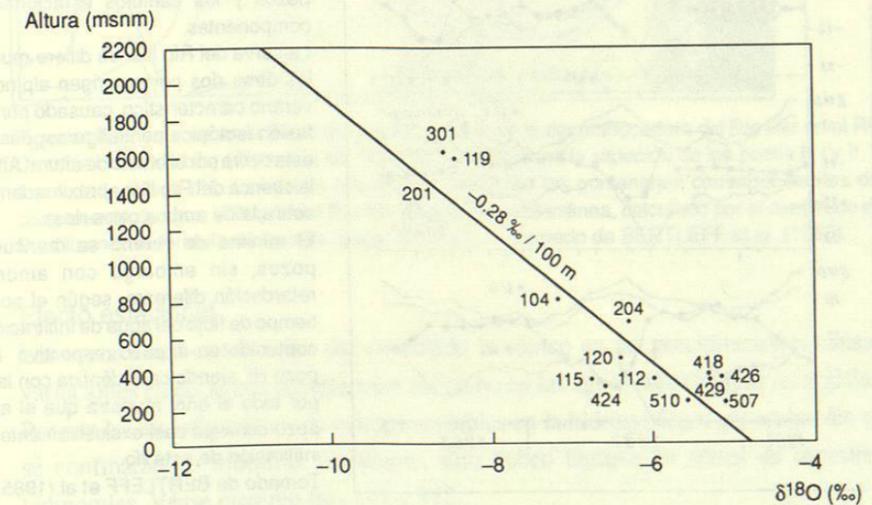


Figura 110.—abajo: Efecto de altura: Gradiente isotópico del contenido de ${}^{18}O$ de aguas de manantiales en la Sierra Madre Oriental, en la planicie costera y en la Sierra de San Carlos (Región de Linares N.L., México).