

Efecto continental

Las precipitaciones continentales decrecen en ^{18}O y D en comparación con las precipitaciones en el mar y la costa. Por eso el contenido de isótopo pesado se disminuye cada vez con la distancia de las costas. Este efecto es despreciable para investigaciones locales.

Efecto de cantidad; Variaciones del contenido isotópico de las precipitaciones en una estación pluviométrica.

Se observa una tendencia negativa entre la cantidad de precipitación y el contenido de isótopo pesado.

Las variaciones del contenido isotópico de las precipitaciones de una misma estación pluviométrica pueden ser muy amplias. El contenido isotópico del agua subterránea recargada corresponde a la mezcla de las aguas de precipitación infiltradas en la zona de recarga.

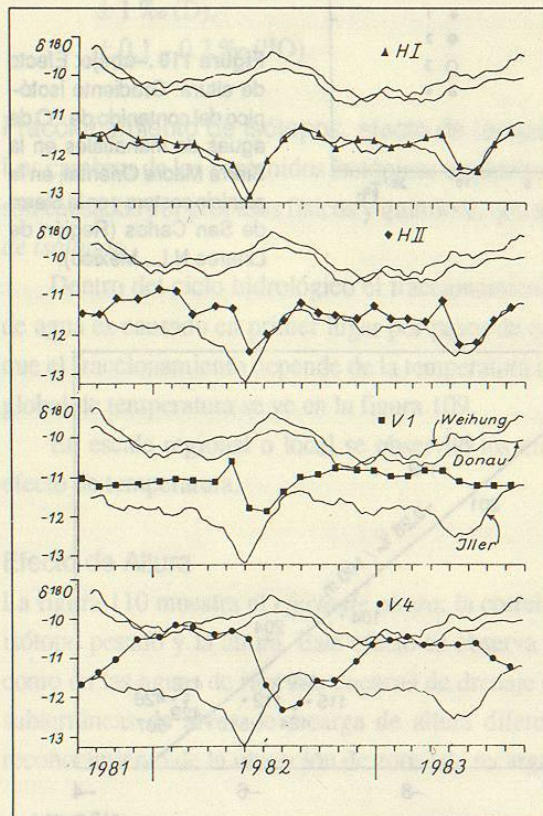


Figura 111: Variaciones estacionales del contenido de ^{18}O en el Río Danubio cerca de Ulm (Alemania del Sur) y en 2 afluentes, así como en el agua subterránea de 4 pozos; HI, HII, V1 y V4, situados en un acuífero de gravas a distancias diferentes de estos ríos (véase carta figura 112). La comparación de las curvas de los pozos con las curvas de los ríos permite conclusiones (también cuantitativas) sobre los componentes diferentes de infiltración de agua de río en los pozos y los cambios estacionales de estos componentes.

La curva del Río Iller se difiere mucho de las de los otros ríos por su origen alpino (mínimo de verano característico, causado por las aguas de fusión isotópicamente ligeras; posición baja de esta curva por el efecto de altura: Altura media de la cuenca del Río Iller aproximadamente 1000 m sobre la de ambos otros ríos).

El mínimo de verano se reencuentra en los pozos, sin embargo con amortiguación y retardación diferente, según el porcentaje y el tiempo de flujo del agua de infiltración del río Iller contenido en el pozo respectivo. La curva del pozo HI, siendo casi idéntica con la del Río Iller por todo el año, muestra que el agua de este pozo consiste casi exclusivamente de agua de infiltración de este río.

Tomado de BERTLEFF et al.(1985).

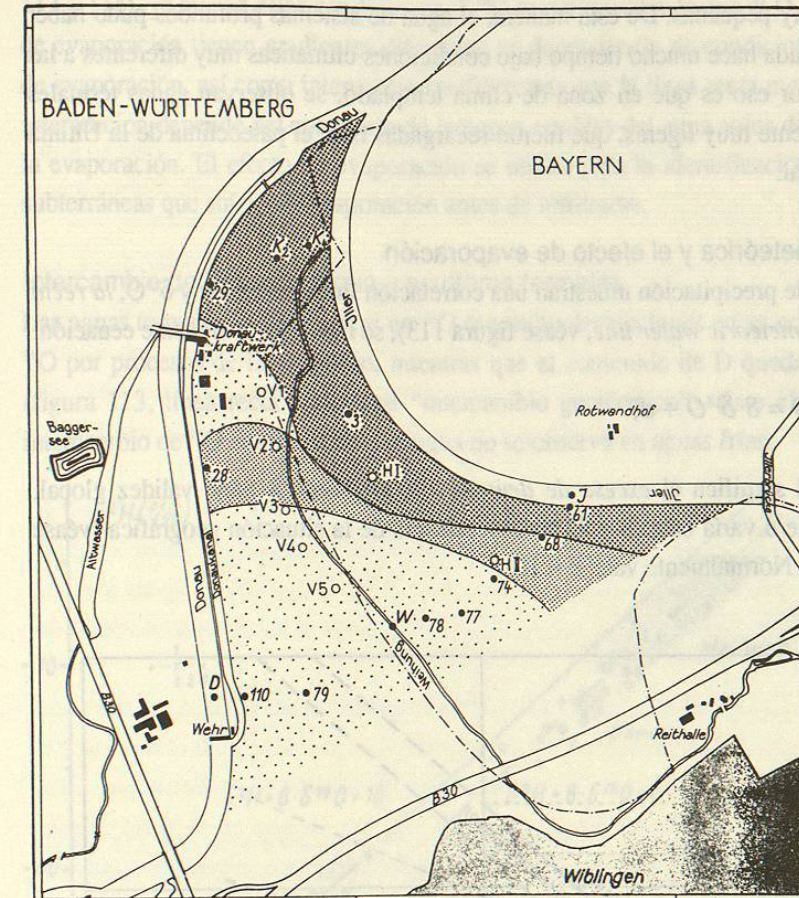
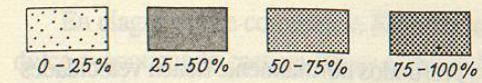


Figura 112: Pozos en un acuífero de gravas, situado en la desembocadura del Río Iller en el Río Danubio cerca de Ulm (Alemania del Sur). La carta muestra la situación de los pozos HI y HII, V1 y V4 de la figura 111. Las áreas reticuladas presentan los porcentajes correspondientes del componente de agua infiltrada del Río Iller en el agua subterránea, calculado por el contenido de D, utilizando la fórmula de mezcla (págs.129-131).— Tomado de BERTLEFF et al. (1985).

Efecto estacional

Las variaciones estacionales del contenido isotópico en las precipitaciones causan variaciones en las aguas superficiales así como en las aguas subterráneas recargadas. Por eso las investigaciones de isótopos estables en la hidrogeología generalmente no se confinarán en muestras singulares, sino deben basarse en series de muestreo temporales. Véase ejemplo figs.111 y 112.

Efecto paleoclimático

Las aguas subterráneas de sistemas de flujo profundos normalmente tienen velocidades de flujo muy pequeñas. De esta manera, el agua de sistemas profundos pudo haber sido recargada hace mucho tiempo bajo condiciones climáticas muy diferentes a las actuales. Por eso es que en zona de clima templado, se observan aguas termales isotópicamente muy ligeras, que fueron recargadas bajo el paleoclima de la Última Edad Glacial.

La recta meteórica y el efecto de evaporación

Las aguas de precipitación muestran una correlación lineal entre δD y $\delta^{18}O$, la *recta meteórica* (*meteoric water line*, véase figura 113), se rige bajo la siguiente ecuación:

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + d,$$

en donde d significa el *exceso de deuterio*. El gradiente 8 tiene validez global, mientras que d varía entre 8 y 22 en dependencia de la situación geográfica (véase figura 114). Normalmente vale: $d \approx 10$.

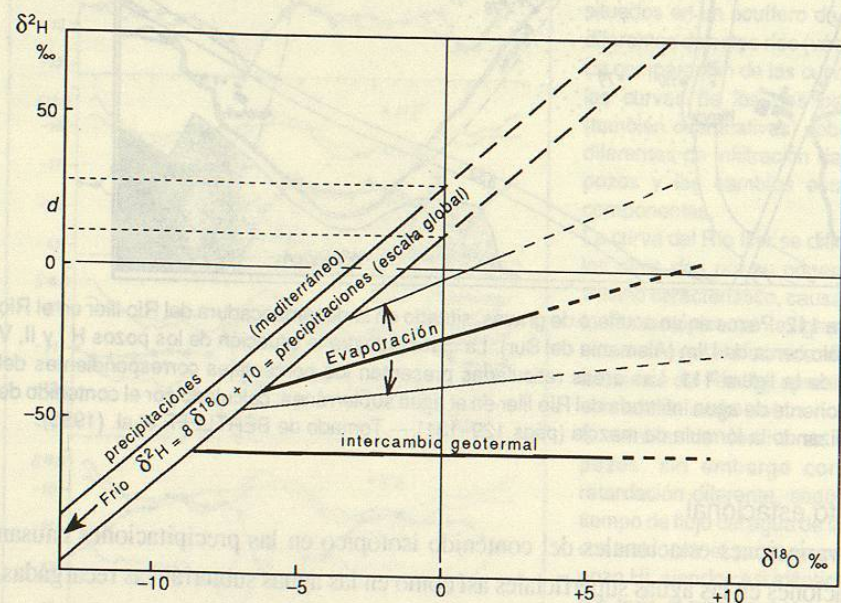


Figura 113: La franja de la recta meteórica correspondiente al rango del exceso de deuterio d . "Frio" con flecha indica el rumbo al frío (aguas más ligeras) en la recta meteórica. Las líneas rectas de evaporación muestran gradientes e intersecciones con la recta meteórica diferentes. Abajo una línea de intercambio termal. — Tomado de FRITZ y FONTES (1980).

En diagramas de correlación $\delta D/\delta^{18}O$ los puntos representando cuerpos de agua dulce evaporizando caen en líneas rectas debajo de la recta meteórica (véase figuras 113 y 114), ya que en estas condiciones el ^{18}O se enriquece más que el D. Las rectas de evaporación tienen gradientes diferentes en dependencia de condiciones locales de evaporación, así como intersecciones diferentes con la línea recta meteórica. La intersección depende del contenido de isótopos estables del agua antes del inicio de la evaporación. El efecto de evaporación se utiliza para la identificación de aguas subterráneas que sufrieron evaporación antes de infiltrarse.

Intercambio de ^{18}O entre agua y acuíferos termales

Las aguas termales en rocas ricas en ^{18}O muestran desviaciones en su contenido de ^{18}O por procesos de intercambio, mientras que el contenido de D queda constante (figura 113, línea recta horizontal "intercambio geotérmico"). Este efecto de un intercambio de ^{18}O entre la roca y el agua no se observa en aguas frías.

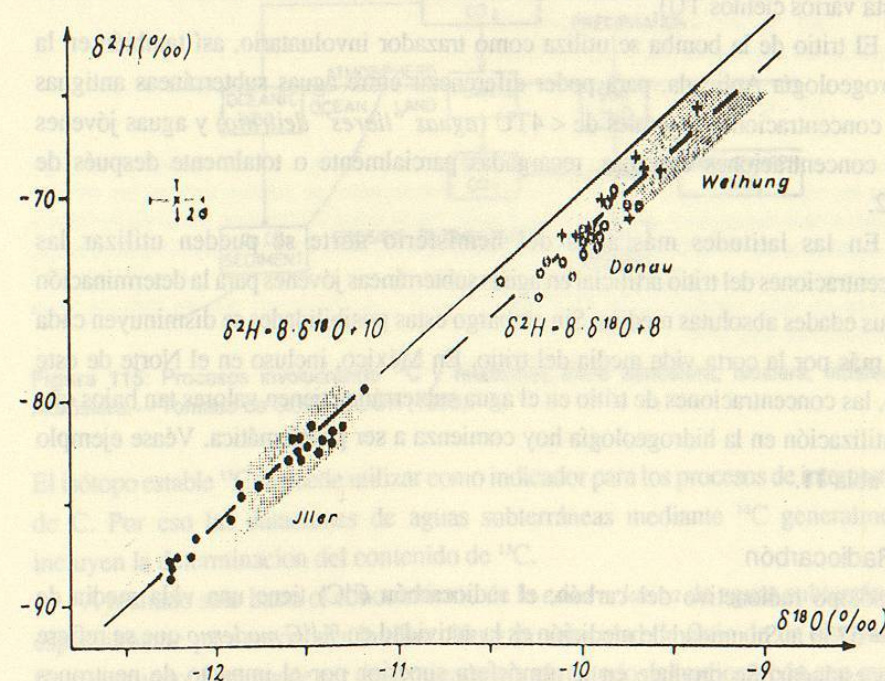


Figura 114: Ejemplo de rectas meteóricas de aguas de ríos infiltrando en un acuífero de gravas (Ríos Iller (°), Danubio (•) y Weihung (+), cerca de Ulm, Alemania del Sur). Véase carta (figura 112) y variaciones estacionales (figura 111). Los puntos representan valores medios mensuales. La diferencia en el exceso de Deuterio puede ser causada por la situación geográfica diferente de las cuencas diferentes de los 3 ríos.—Tomado de BERTLEFF et al. (1985).

Isótopos radioactivos en el agua subterránea

El tritio

El tritio es el isótopo radioactivo del hidrógeno (^3H). Tiene una vida media $T_{1/2} = 12.35\text{a}$. Unidad de medición: TU (unidad de tritio; tritium unit). $1\text{ TU} = 1\text{ átomo } ^3\text{H en } 10^{18}\text{ átomos de } ^1\text{H}$.

Tritio natural se produce por el impacto de neutrones cósmicos en núcleos de nitrógeno en la atmósfera superior. En la atmósfera se encuentran concentraciones constantes de $< 20\text{ TU}$.

Desde 1952 la carga natural de tritio fue enmascarada por las enormes cantidades antropogénicas de *tritio artificial*, producidas por las pruebas termonucleares al aire libre ("*tritio de la bomba*"). Estas alcanzaron en 1963 su nivel máximo con valores de aprox. 5,000 TU. Por las precipitaciones especialmente en las latitudes altas del hemisferio norte se infiltraron altas concentraciones de tritio en el agua subterránea (hasta varios cientos TU).

El tritio de la bomba se utiliza como trazador involuntario, así también en la Hidrogeología Aplicada, para poder diferenciar entre aguas subterráneas antiguas con concentraciones naturales de $< 4\text{ TU}$ (*aguas "libres" de tritio*) y aguas jóvenes con concentraciones elevadas, recargadas parcialmente o totalmente después de 1952.

En las latitudes más altas del hemisferio norte se pueden utilizar las concentraciones del tritio artificial en aguas subterráneas jóvenes para la determinación de sus edades absolutas medias. Sin embargo estas posibilidades se disminuyen cada vez más por la corta vida media del tritio. En México, incluso en el Norte de este país, las concentraciones de tritio en el agua subterránea tienen valores tan bajos que su utilización en la hidrogeología hoy comienza a ser problemática. Véase ejemplo en Tabla 11.

El Radiocarbón

El isótopo radioactivo del carbono, el radiocarbón (^{14}C) tiene una vida media de $T_{1/2} = 5730\text{ a}$. Su unidad de medición es la actividad en $\%^{14}\text{C moderno}$ que se refiere a un estándar. Se produce en la atmósfera superior por el impacto de neutrones cósmicos en átomos del nitrógeno. Por el CO_2 entra en la biósfera así como en el ciclo hidrológico (véase figura 115). En el agua subterránea se encuentra en el ion HCO_3^- . Por su vida media puede ser utilizado para la datación de restos orgánicos (madera, huesos etc.) en la arqueología y la geología hasta edades de 30,000 hasta 40,000 a.

Bajo condiciones favorables el ^{14}C del ion HCO_3^- se puede utilizar para la determinación de *edades absolutas* medias de aguas subterráneas. Se miden las actividades A del ^{14}C . Las concentraciones del ^{14}C se presentan como $\%$ de ^{14}C moderno (estándar de ácido oxálico del National Bureau of Standards, véase tabla 11). Ciertos problemas en la datación son causados especialmente por

- la mezcla del CO_2 atmosférico con el CO_2 del suelo que pueden tener actividades diferentes (véase figura 115),
- el intercambio del C del HCO_3^- del agua con el del carbonato de la roca en la zona no saturada así como en la zona saturada, con contenido de $^{14}\text{C} = 0\%$ moderno.

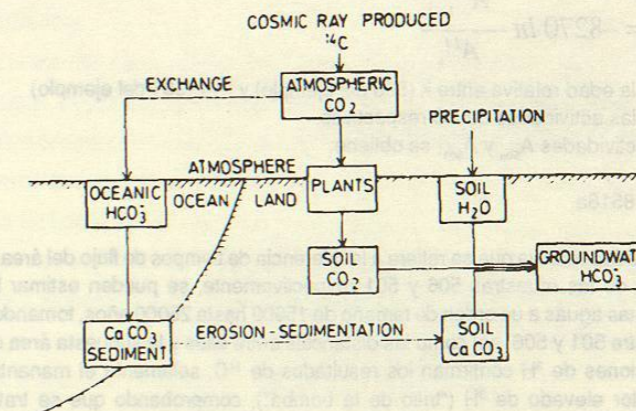


Figura 115: Procesos involucrando ^{14}C y relaciones entre atmósfera, biósfera, litósfera e hidrósfera.— Tomado de GUIDEBOOK (1983).

El isótopo estable ^{13}C se puede utilizar como indicador para los procesos de intercambio de C. Por eso las dataciones de aguas subterráneas mediante ^{14}C generalmente incluyen la determinación del contenido de ^{13}C .

A menudo solo basta el conocimiento de la *edad relativa* de aguas subterráneas, especialmente para reconocer la dirección y la velocidad de flujo de un sistema de flujo profundo. Esta puede ser determinada por el método del radiocarbón con mayor fidelidad, ya que entonces los problemas mencionados en la determinación de la edad absoluta se reducen a un grado tolerable. Véase el ejemplo presentado en la tabla 11.

Aparte de los problemas arriba mencionados, los altos costos de análisis impiden la aplicación general del método de radiocarbón en la hidrogeología.

Muestra	Sitio	T [°C]	Cond.el. [μmohs/cm]	¹⁴ C		³ H [TU]
				A [dpm/g]	% mod	
506	Manantial El Avileño	32.3	7390	4.78	38.21	0.76
501	Manantial termal Baño San Ignacio	36.8	6280	1.70	13.59	0.95
503	Manantial frío, Pantano San Ignacio	<25	1480	15.64	125.0	3.89
508	Pozo artesiano Los Pocitos	32.9	5950	2.90	23.18	0.46

Tabla 11: Datos de ¹⁴C y de ³H de aguas subterráneas de la región de Linares N.L., México. Fecha de muestreo: 5/95. Laboratorio: IMTA, Jiutepec, Morelos, México— Véase carta figura 105. La muestra 503 está tomada de un agua joven de un sistema de flujo somero (125 %mod), mientras que las otras muestras se originan de aguas viejas de sistemas de flujo profundos. Ya que 501 y 506 muy probablemente se originan de la misma zona de recarga, se puede aplicar la fórmula para el cálculo de la edad relativa entre ellas:

$$\Delta T = -8270 \ln \frac{A^{14}_{k+1}}{A^{14}_k}$$

en donde: ΔT la edad relativa entre k (506 del ejemplo) y k+1 (501 del ejemplo)
 A¹⁴ las actividades de ¹⁴C respectivas.

Utilizando las actividades A₅₀₆ y A₅₀₁, se obtiene:

$$\Delta T = 8518a.$$

En base a esta edad relativa que se refiere a la diferencia de tiempos de flujo del área de recarga hasta los sitios de las muestras 506 y 501 respectivamente, se pueden estimar las edades absolutas de estas aguas a un orden de tamaño de 15000 hasta 25000 años, tomando en cuenta la distancias entre 501 y 506, así como las distancias entre ellos y la supuesta área de recarga. Las concentraciones de ³H confirman los resultados de ¹⁴C: solamente el manantial frío 503 contiene un valor elevado de ³H ("tritio de la bomba"), comprobando que se trata de agua recientemente recargada.

La temperatura del agua subterránea

Hidrogeotermia

Generalidades

La temperatura del agua subterránea tiene importancia directa para el uso humano. Tiene también importancia indirecta por el hecho de que la mineralización de las aguas subterráneas generalmente se aumenta con su temperatura.

Las temperaturas de las aguas subterráneas están influidas por:

- la temperatura del aire en la superficie de la tierra, lo que quiere decir por hechos estacionales o por la energía del sol
 - la cantidad de calor transmitido procedente o por la energía geotérmica.
- El flujo de calor transmitido es casi constante, en tanto que la temperatura del aire está sujeta a grandes variaciones espaciales y temporales.

La cantidad de calor aportada a la superficie de la zona por el flujo de calor transmitido depende en gran medida de la cantidad de calor solar que recibe una zona en un día.

Las aguas subterráneas se clasifican por sus temperaturas en:

- aguas frías que son las aguas de los acuíferos de flujo somero, con temperaturas que varían entre 10°C y 20°C (dependiendo de la zona climática).
- aguas cálidas que son las aguas de los acuíferos de flujo profundo y de zonas de actividad volcánica reciente, con temperaturas elevadas hasta > 100°C. Son casi exclusivamente afectadas por el factor geotérmico.

La definición de tipo de acuífero (agua fría-agua termal) tiene una relevancia geográfica, ya que depende de la zona climática. En las zonas climáticas templadas las temperaturas del agua subterránea de 15-20°C se ven correspondidas por aguas subterráneas de flujo somero. En México, por ejemplo, el agua termal es definida hidrogeológicamente como agua subterránea de flujo profundo que tiene > 20°C. Pero puede ser las zonas