

Chiffres: Conductivité en uS/cm

◆◆ Sal de la dernière pluie

◆◆ Deposites des sels plus anciens

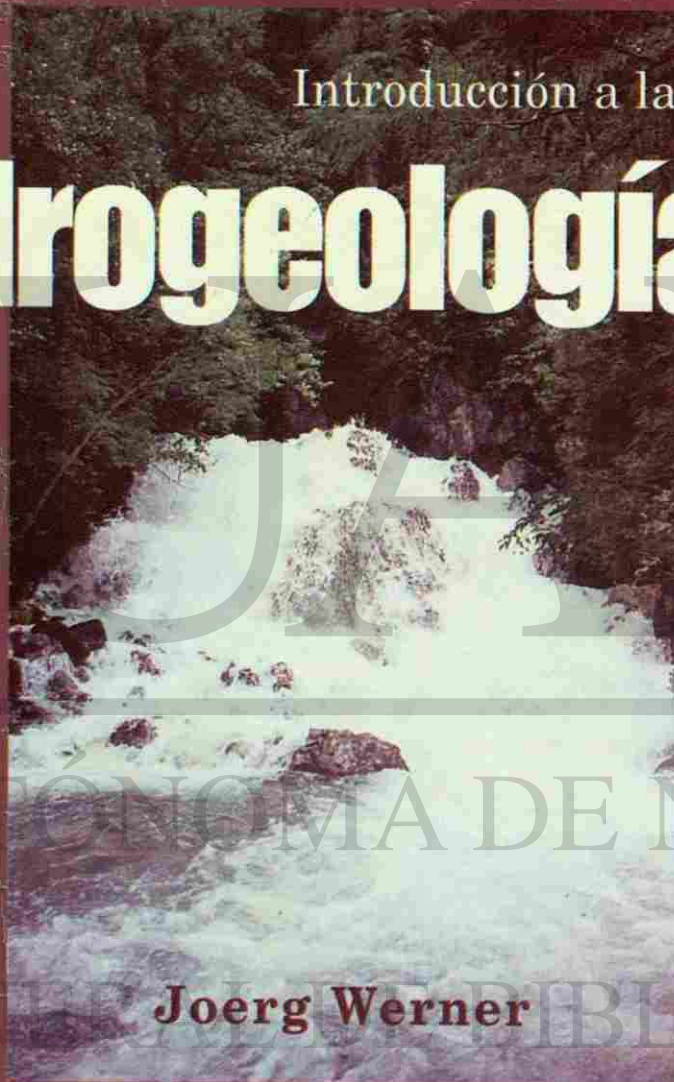
◆◆ Solution des sels par altération

Universidad Autónoma de Nuevo León
(océogène, hydrothermale)

Facultad de Ciencias de la Tierra

Introducción a la

hidrogeología



Joerg Werner

primera edición, 1996
Linares, Nuevo León, México.

Eaux profondes

FCJ

QUANL

GE 100

GE 100

Reproducción a la

Publicación

de la

Comisión

Nacional

de

Historia

de

Jorge

Werner

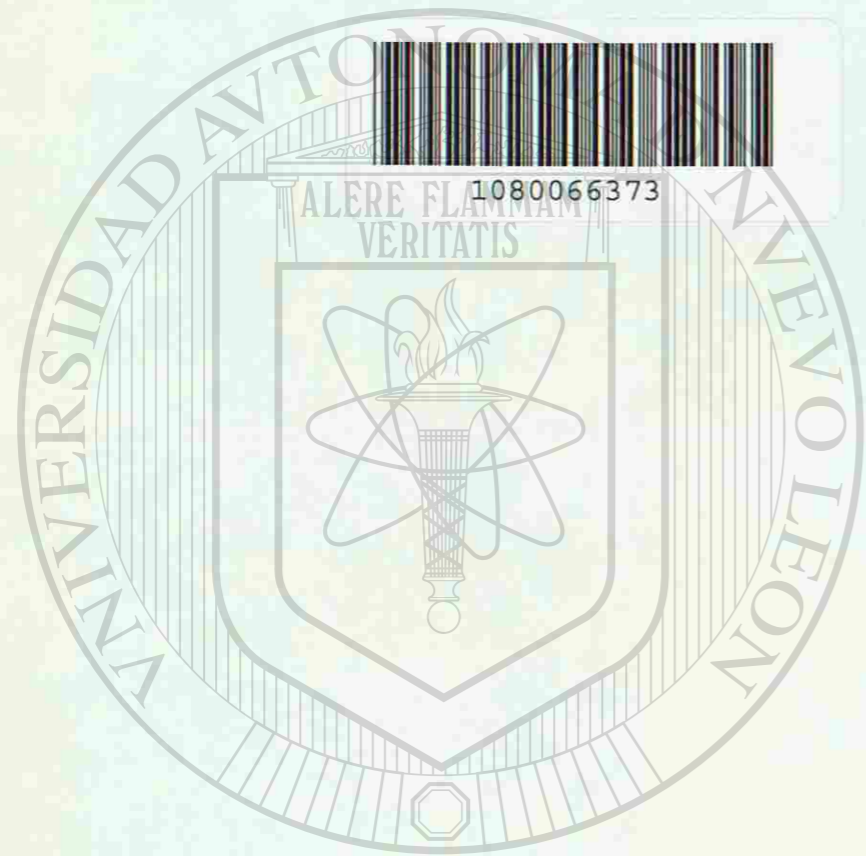
de

la

Comisión

Nacional

de



Introducción a la Hidrogeología



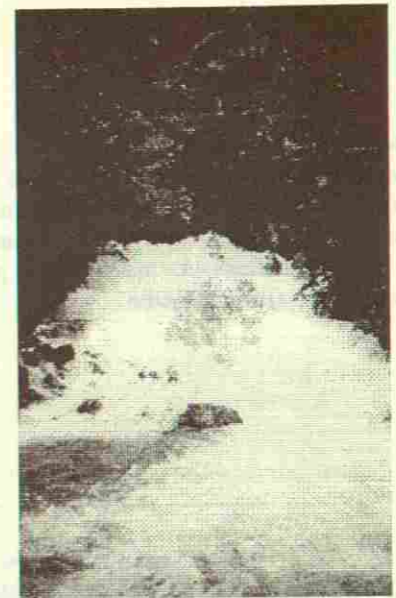
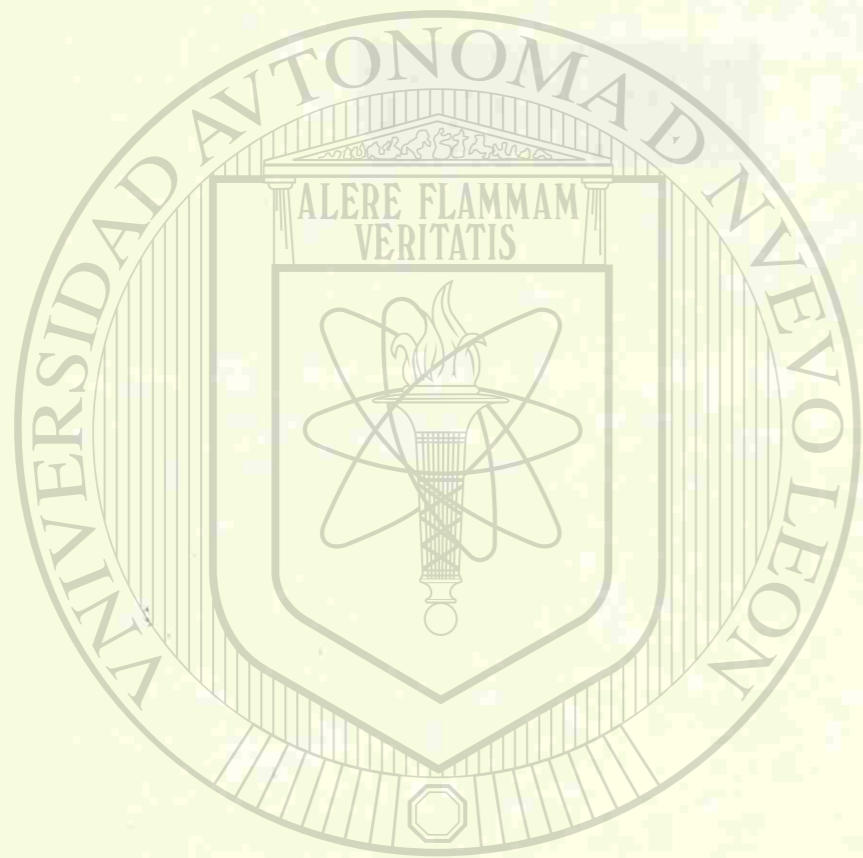
Introducción a la
Hidrogeología
Jürgen Wörner

U A N L

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

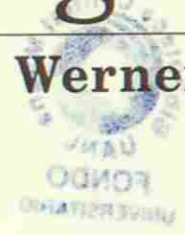
Universidad Autónoma de Nuevo León
Facultad de Ciencias de la Tierra [®]



Introducción a la

Hidrogeología

Joerg Werner



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

Universidad Autónoma de Nuevo León
Facultad de Ciencias de la Tierra

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Linares, Nuevo León, México.

primera edición, 1996

GB1003

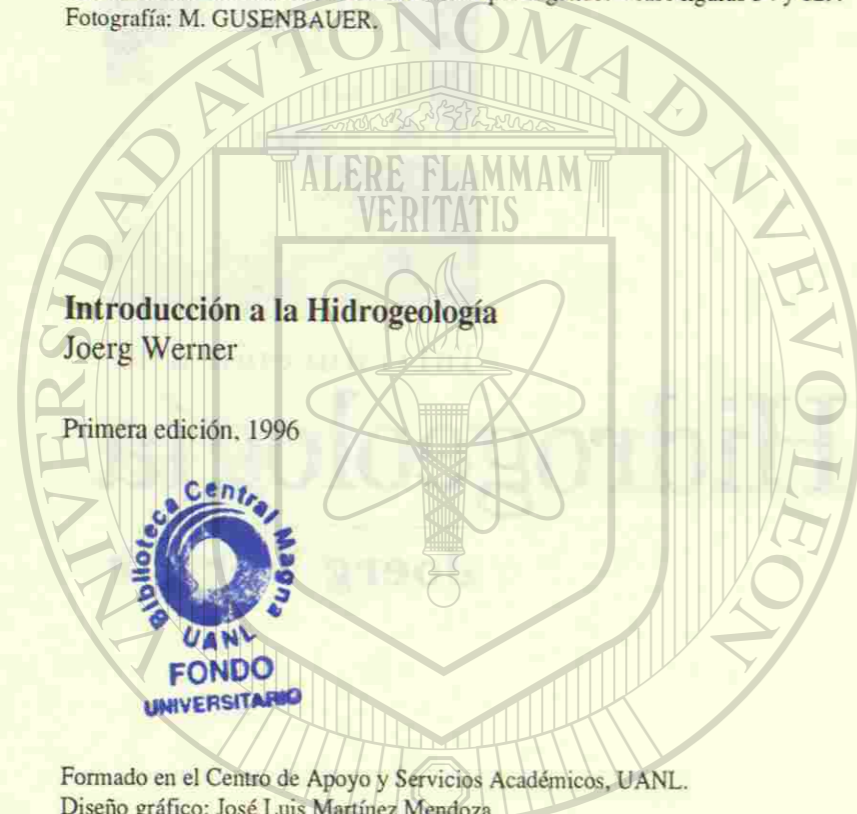
iv

.2
WA

Fotografía de la portada:

manantial intermitente brotando de la cueva cárstica "Volcán de Jaurez", Cañon Santa Rosa, Sierra Madre Oriental, Linares, N.L., México.— Durante sequías el nivel freático se encuentra 22m debajo del nivel del arroyo seco. Durante el tiempo de las lluvias veraniegas sale un río con un caudal de hasta unos metros cúbicos por segundo. Véase figuras 34 y 129.

Fotografía: M. GUSENBAUER.



Introducción a la Hidrogeología

Joerg Werner

Primera edición, 1996

Formado en el Centro de Apoyo y Servicios Académicos, UANL.

Diseño gráfico: José Luis Martínez Mendoza

No está permitida la reproducción total o parcial de este libro, ni su tratamiento informático, ni la transmisión de ninguna forma o por cualquier medio, ya sea electrónico, mecánico, por fotocopia, por registro u otros métodos, sin el permiso previo y por escrito del titular del Copyright.

© Universidad Autónoma de Nuevo León, México, 1996.

Editado por:

Universidad Autónoma de Nuevo León

Facultad de Ciencias de la Tierra

ISBN 968-6337-89-X

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.

Hacienda de Guadalupe,

Linares, Nuevo León, México.

Contenido

Hidrología y Geología de aguas subterráneas	1
El agua subterránea en el ciclo hidrológico	3
El ciclo hidrológico / 3	
Precipitación, evaporación, escurrimiento superficial y subterráneo / 4	
La vegetación en el ciclo hidrológico. Evapotranspiración / 5	
Evapotranspiración (evaporación) real y potencial / 6	
Almacenes en el ciclo hidrológico / 6	
Agua fuera del ciclo hidrológico ("Aguas geológicas") / 7	
Sistemas hidrogeológicos / 8	
Los parámetros de los sistemas hidrogeológicos / 9	
La ecuación de balance de agua. Almacenamiento / 12	
La recarga del agua subterránea por precipitación / 13	
Conceptos de agua en la hidrogeología. Definiciones / 14	
El acuífero	17
Definición. Conceptos / 17	
Tipos de acuíferos litológicos / 18	
Porosidad. Definición general / 19	
Permeabilidad / 19	
Anisotropía e Inhomogeneidad / 21	
Tipos y conceptos hidrodinámicos / 21	
Pisos de agua subterránea / 23	
Sistemas de flujo de aguas subterráneas / 24	
Las descargas de agua subterránea	26
Tipos de manantiales / 26	
Descargas artificiales / 28	
Piezometría	29
El nivel piezométrico y su medición / 29	
La carta piezométrica y su construcción. Cálculo del gradiente piezométrico / 30	
Configuraciones varias de la carta piezométrica. Problemas en su construcción / 32	
Las variaciones meteorológicas del nivel piezométrico / 37	
Geohidráulica	43
El flujo del agua en el acuífero	45
La ley de DARCY / 45	
Aplicación de la ley de DARCY en el campo / 47	
El potencial hidráulico. Flujo de agua subterránea en tres dimensiones / 48	
La conductividad hidráulica de acuíferos de poros / 50	

Los límites de la ley de DARCY / 51	
Conductividad hidráulica-permeabilidad intrínseca / 54	
La anisotropía de permeabilidad / 56	
Transmisividad (y transmisibilidad) / 56	
Coeficiente de almacenamiento y rendimiento específico / 57	
La velocidad de flujo del agua subterránea (sobrevista) / 59	
Concepciones de porosidad y de capacidad de almacenamiento / 62	
El pozo en el acuífero 65	65
El cono de abatimiento en el acuífero libre / 65	
El pozo en el acuífero confinado / 68	
El pozo artesiano / 69	
El ensayo de bombeo como método hidrogeológico / 70	
La presión de acuífero y el nivel piezométrico / 79	
La geohidráulica de los acuíferos de grietas y cársticos 84	84
Las rocas consolidadas como acuíferos / 84	
Volumen de cavidad ("porosidad") / 85	
Permeabilidad / 85	
Heterogeneidad, anisotropía y el volumen representativo elemental / 86	
Anisotropía horizontal y vertical / 87	
Dirección de potencial — Dirección de flujo / 87	
Velocidades de flujo / 87	
Validez de la ley de DARCY. Determinación de parámetros de acuífero / 89	
Modelo de dos porosidades. Modelo de capa conductora y almacenadora / 89	
El problema de la conexión al acuífero / 90	
El agua subterránea y el transporte de sustancias 91	91
La dispersión / 91	
El ensayo de trazador como método hidrogeológico / 93	
Hidrogeoquímica 99	99
Los procesos químicos principales en los sistemas de flujo de agua subterránea 101	101
Disolución de sustancias sólidas / 101	
La conductividad eléctrica / 103	
Disolución de gases / 104	
Oxidación y reducción / 104	
Intercambio catiónico / 106	
El pH y sus cambios / 107	
Disolución de carbonato — el proceso de carstificación / 107	
El análisis químico y la clasificación de aguas subterráneas 110	110
El análisis hidrogeoquímico / 110	
La toma de muestras de agua subterránea para el análisis químico / 110	
La clasificación química de aguas subterráneas / 112	

Los constituyentes químicos principales de las aguas subterráneas 114	114
Total de sólidos disueltos / 114	
Cationes / 115	
Aniones / 116	
La Sílice / 118	
Constituyentes menores / 119	
Gases disueltos / 120	
Evaluación y presentación de resultados de análisis químicos 123	123
Concentración equivalente (meq/l) / 123	
Balance de Iones / 123	
Presentación de los resultados en diagramas y cartas / 124	
Cálculo de aguas de mezcla / 129	
Isótopo-Hidrología 132	132
Estudios isotópicos en la hidrogeología / 132	
Propiedades químicas y físicas de los isótopos de un elemento / 132	
Los isótopos estables de la molécula de agua / 133	
Isótopos radioactivos en el agua subterránea / 140	
Hidrogeotermia 143	143
La temperatura del agua subterránea 145	145
Generalidades / 145	
Conceptos geotérmicos básicos / 146	
El factor climático / 146	
El factor geotérmico / 149	
Ejemplos para la utilización de la temperatura de aguas subterráneas en la metodología hidrogeológica / 151	
Temas específicos 153	153
Hidrogeología comparativa de las zonas climáticas 155	155
Generalidades / 155	
La recarga / 155	
La mineralización / 157	
Carstificación e hidrogeología de Carst 158	158
Carstificación / 158	
Fenómenos de carst / 158	
Propiedades de los acuíferos cársticos / 164	
Bibliografía 165	165
Índice alfabético 168	168

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

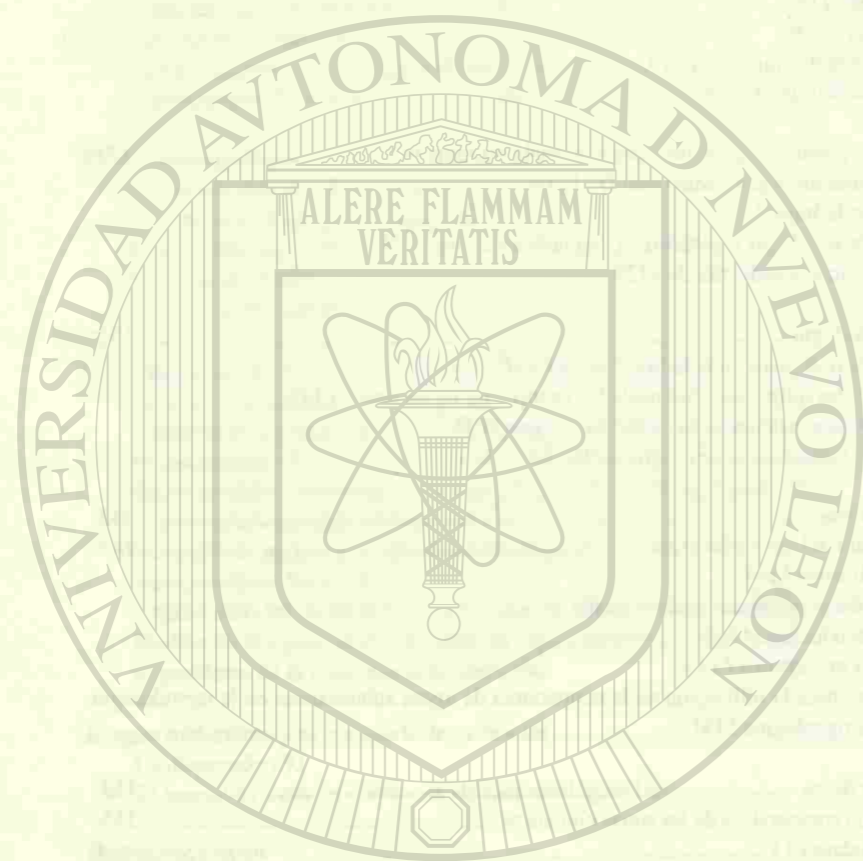
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Presentación

La presente obra es el resultado de más de treinta años de experiencia del Dr. Joerg Werner Paulus en proyectos de investigación y cursos impartidos en diferentes instituciones alemanas, particularmente en el Servicio Geológico Estatal de Baden-Wuerttemberg, así como de los últimos años en la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León en México.

La aportación de este libro de texto *Introducción a la Hidrogeología* para la enseñanza y consulta de estudiantes de licenciatura, maestría y especialidades afines es de gran valor, ya que en él se tocan tópicos de gran interés y de actualidad de la hidrogeología, además de ayudar al entendimiento de uno de los recursos naturales más importantes, como lo constituyen las aguas subterráneas.

Esta publicación tiene una marcada importancia debido a la escasez de la literatura especializada en idioma español y puede ser de apoyo para la preparación de profesionistas de las geociencias en países de habla hispana.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

Dr. Cosme Pola Simuta
Director de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Prefacio

Los caminos y el comportamiento de las aguas subterráneas, generalmente invisibles y por ello considerados como algo misterioso desde tiempos inmemoriales, son el objetivo de la hidrogeología.

He tratado de presentar esta materia complicada en una forma concisa mas bien ilustrada en esta *Introducción a la Hidrogeología*. El presente volumen tiene como fundamento los cursos *Hidrogeología I y II*, incluyendo prácticas de campo y de laboratorio, impartidos entre los años 1992 y 1995 en la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, N.L., México. La determinación de publicar mis escritos se motivó debido a la escasez de libros de texto de hidrogeología en el idioma español disponibles y actuales.

La presentación de la materia se fundamenta en la literatura citada en el texto, así como en mis experiencias, que se han acumulado durante tres décadas de trabajo como hidrogeólogo en el Servicio Geológico Estatal de Baden-Württemberg, Freiburg, Alemania, y durante los últimos cinco años, tiempo en el cual he tenido el gusto de estudiar la fascinante hidrogeología regional del noreste de México y de enseñar e investigar en la U.A.N.L.. Los ejemplos que el lector encontrará en el texto, son en su mayoría de mis áreas de trabajo.

La obra servirá para introducir en forma breve a la hidrogeología, no solo a los estudiantes de la geología y de las demás ciencias de la tierra, sino también a los de áreas afines, tales como la ingeniería civil e hidrología, así como a ecólogos sin formación en hidrogeología que quieran familiarizarse con el estudio del agua subterránea.

El uso de esta obra requiere de conocimientos básicos en física y química, así como de geología general. Estos se pueden adquirir consultando una amplia gama de libros de texto presentes en cualquier biblioteca especializada en el ramo de la ingeniería, para la geología por ejemplo LEET y JUDSON (1986) o BLYTH y FREITAS (1989, ver bibliografía), ambos traducidos del inglés.

Hidrogeología y Geología de aguas subterráneas

El objetivo en los cursos *Hidrogeología I y II* fue la hidrogeología general. Por eso también en esta obra me limito a este estudio, dejando aparte el amplio campo de la hidrogeología aplicada o de la hidrogeología ambiental.

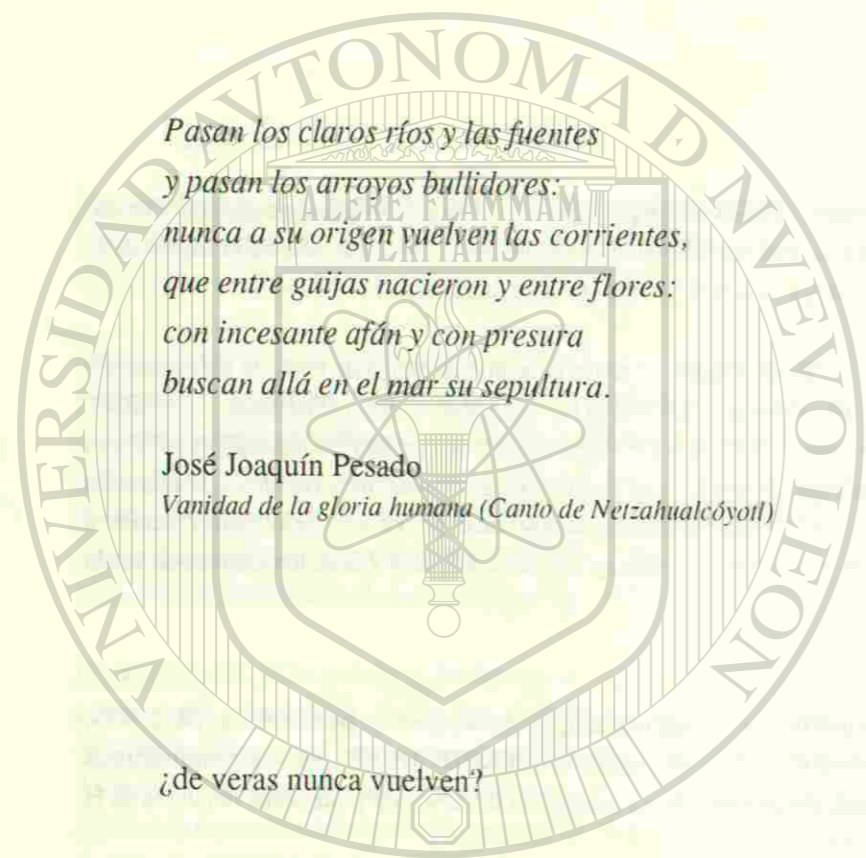
Para estudios más profundos, el lector debe utilizar libros de texto de hidrogeología detallados, por ejemplo CUSTODIO y LLAMAS (1983), FREEZE y CHERRY (1979, en inglés) o DAVIS y DE WIEST (1971, en traducción del inglés), así como la literatura especial citada en el texto. A pesar de estar más versado en la literatura hidrogeológica alemana, he tratado de sustituirla por títulos anglosajones, debido a que la literatura alemana no es muy accesible a la mayoría de los lectores de habla española.

Agradezco mucho a mis colegas y amigos mexicanos Ing. Geol. Alberto DE LEON, M.C. Martín RANGEL y Dr. Juan Manuel RODRIGUEZ por sus contribuciones muy valiosas, llevando a cabo la corrección lingüística y profesional detallada de la obra.

Además me siento muy obligado con el Lic. José Luis MARTINEZ de la Facultad de Artes Visuales de la Universidad Autónoma de Nuevo León por encargarse de la creación gráfica y de la edición de la obra. Me dio mucho gusto trabajar con él.

Hacienda Guadalupe, Linares N.L.
Febrero de 1996.

Joerg Werner



*Pasan los claros ríos y las fuentes
y pasan los arroyos bullidores:
nunca a su origen vuelven las corrientes,
que entre guijas nacieron y entre flores:
con incesante afán y con presura
buscan allá en el mar su sepultura.*

José Joaquín Pesado
Vanidad de la gloria humana (Canto de Netzahualcóyotl)

¿de veras nunca vuelven?

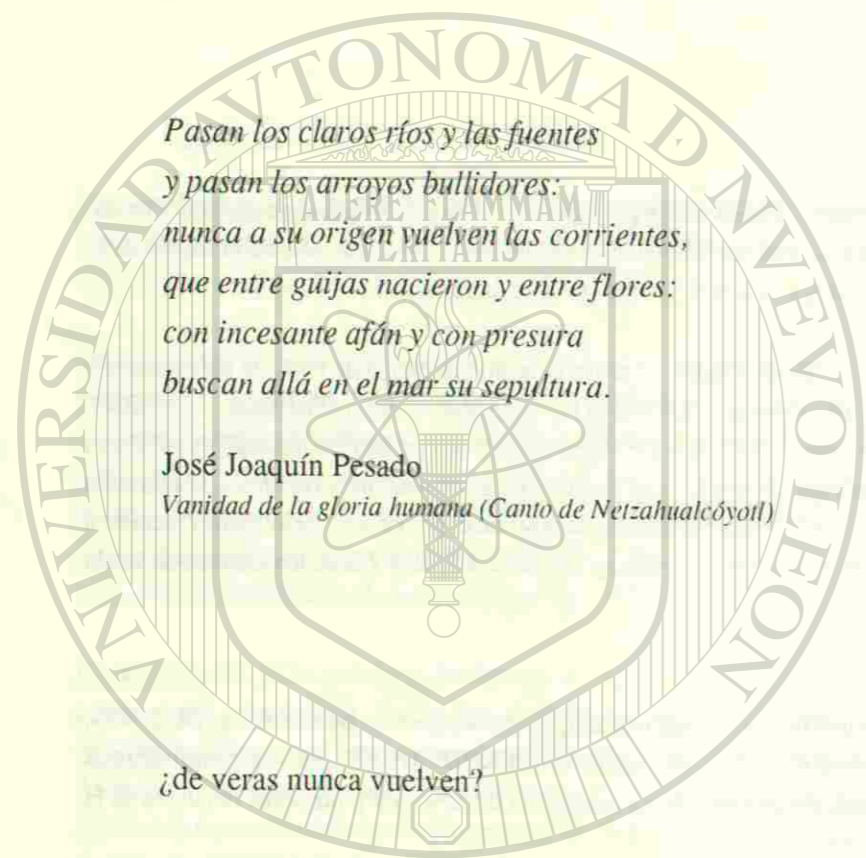
Hidrología y Geología
de aguas subterráneas

U A N L

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



*Pasan los claros ríos y las fuentes
y pasan los arroyos bullidores:
nunca a su origen vuelven las corrientes,
que entre guijas nacieron y entre flores:
con incesante afán y con presura
buscan allá en el mar su sepultura.*

José Joaquín Pesado
Vanidad de la gloria humana (Canto de Netzahualcóyotl)

¿de veras nunca vuelven?

Hidrología y Geología
de aguas subterráneas

U A N L

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



El agua subterránea en el ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico

Fue descubierto hasta el siglo 17 por los científicos franceses PERRAULT y MARIOTTE (figura 1). Sus mediciones de la altura de precipitación anual en la cuenca del Río Sena y la estimación del caudal de este río, así como las mediciones de agua infiltrada en el subsuelo, realizadas en un sótano, les condujeron a la conclusión de que las aguas subterráneas y fluviales se originan exclusivamente en las lluvias y no como se suponía anteriormente en modo especulativo, en el mar por caminos misteriosos subterráneos.

Para el balance global de agua vale: **Precipitación P = Evaporación E**, si no existe un cambio de almacenamiento.



Figura 1: Esquema del ciclo hidrológico. ET = Evapotranspiración (véase pág. 5). El agua almacenada en la tierra firme está representada por el hielo de los glaciares. - Según CASTANY (1982), modificado.

En el ciclo hidrológico se ocupan varias ciencias (figura 2):

- Meteorología y Climatología — agua en la atmósfera
- Hidrología — aguas superficiales
- Hidropedología (Edafología) — agua en los suelos
- Hidrogeología — aguas subterráneas

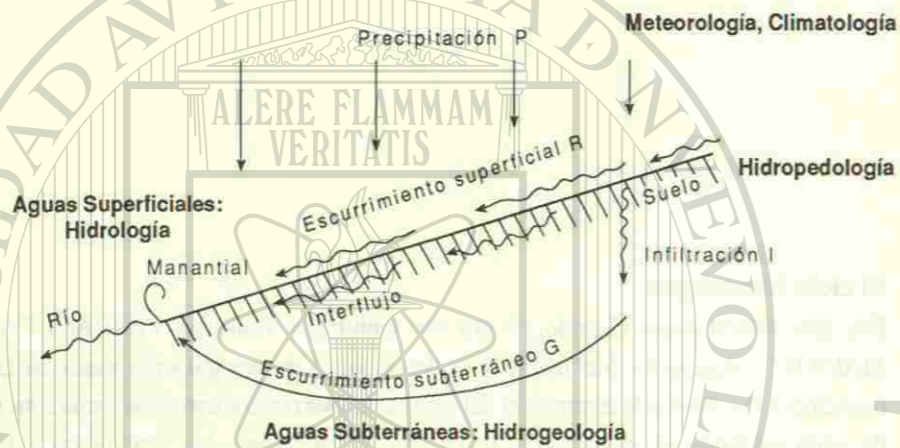


Figura 2: Escurrimiento superficial y subterráneo, interflujo e infiltración (esquema).

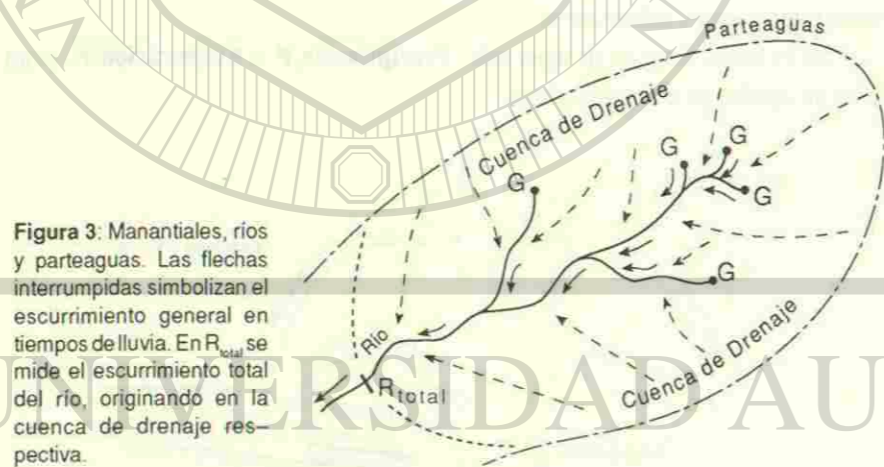


Figura 3: Manantiales, ríos y parteaguas. Las flechas interrumpidas simbolizan el escurrimiento general en tiempos de lluvia. En R_{total} se mide el escurrimiento total del río, originando en la cuenca de drenaje respectiva.

Precipitación, evaporación, escurrimiento superficial y subterráneo

El agua de *precipitación* que alcanza la superficie terrestre (P) escurre parcialmente como agua superficial (*escurrimiento superficial* R). Parcialmente se infiltra en el subsuelo y escurre como agua subterránea (*escurrimiento subterráneo* G. Véase figuras 2 y 3). Las cantidades de escurrimiento dependen en alto grado de la precipitación; sin embargo una gran parte de ella se pierde por la *evaporación* (E), la

que depende de la temperatura.— El *interflujo* es la parte del escurrimiento superficial que se retarda por una vegetación densa y por su curso por los horizontes superficiales del suelo (horizontes A).

El agua escurriendo en la superficie alcanza los cauces de arroyos y ríos. Las cuencas de drenaje de éstos están separadas por parteaguas. El agua subterránea en su mayor parte sale en manantiales y sigue escurriendo en los ríos como agua superficial (figura 3).

El *escurrimiento en tiempos secos* de un río se origina exclusivamente en sus manantiales. Entonces vale para un punto de medición en un río: $R_{total} = G_{total}$, lo que ofrece una posibilidad de determinar G. Para las unidades de medición véase tabla 2.

La vegetación en el ciclo hidrológico. Evapotranspiración

En las zonas no desérticas, la vegetación desempeña un papel importante en el ciclo hidrológico. El consumo de agua de esta disminuye el escurrimiento superficial, la infiltración y el escurrimiento subterráneo. La transpiración de las plantas se aumenta la evaporación. El total de la evaporación se llama *evapotranspiración* (ET, figura 4).

En bosques y selvas hay que tomar en consideración la *intercepción* I_c . Los árboles interceptan una parte de la precipitación, de tal manera que la precipitación que alcanza el suelo, conocida como *precipitación de bosque* (P^* , figura 5), es más pequeña que la precipitación total (P):

$$P^* = P - I_c$$

La transpiración, y con ella la evapotranspiración, depende no solamente del clima, sino también del tipo de vegetación, según la secuencia siguiente: selva > bosque > matorral > prado > terreno agrario > suelo desnudo.

Un consumo de agua extraordinario lo muestran las *plantas freatofitas* (árboles que alcanzan con sus raíces el agua subterránea — nivel freático, figura 4).

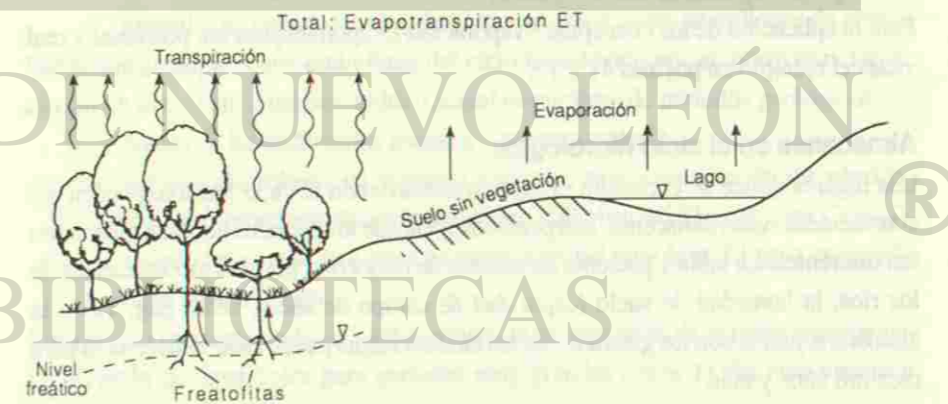


Figura 4: Evaporación, transpiración y evapotranspiración

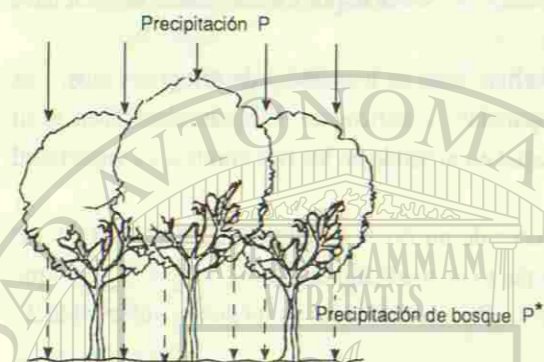


Figura 5: Intercepción y precipitación de bosque

Evapotranspiración (evaporación) real y potencial

La *Evapotranspiración potencial* ETP (*evaporación potencial* EP) es definida como el poder de la atmósfera de evaporar, lo que depende en primer lugar de la temperatura. Se calcula en base a parámetros climáticos (p.ej. fórmula de PENMAN; LERNER et al. 1990) y corresponde a la evaporación de la superficie libre de agua, medida con el evaporímetro (figura 7b). Solamente si las reservas de agua en el suelo son suficientes, la *evapotranspiración* y la *evaporación real* (o *efectiva* o *actual*) ETR y ER pueden alcanzar ETP (EP), como en el ejemplo de la página 11. Si no hay reservas suficientes, entonces:

$$ETP (EP) > ETR (ER).$$

En regiones con clima más o menos árido:

$$EP \gg P$$

Véase p. ej. diagrama de clima figura 11.

Para la aplicación de los conceptos Evaporación/Evapotranspiración potencial y real véase el ejemplo en páginas 11 y 12.

Almacenes en el ciclo hidrológico

Los lugares donde se encuentra el agua, transcurriendo el ciclo hídrico, pueden ser considerados como almacenes, independientemente de los períodos de almacenamiento tan diferentes. La tabla 1 presenta almacenes de muy corto plazo como los cauces de los ríos, la humedad de suelo (capacidad de campo de suelo, véase pág. 12) y la atmósfera, juntos con los glaciares, en los cuales el agua puede estar almacenada para diez mil años y más.

	Volúmen de agua almacenada (km³)	Porcentaje
Globo, Hidrósfera		
— total	1,390,000,000	100%
— agua dulce	40,000,000	2.9%
Océanos (agua salada)	1,340,000,000	96.4% del total de agua
Glaciares, nieve perenne	24,000,000	60 % del agua dulce
		1.7 % del total de agua
Aguas subterráneas		
(acuíferos, 0–5000m de Profundidad)		
— total	60,000,000	
— agua dulce	16,000,000	40% del agua dulce
Aguas superficiales de los continentes:		
— lagos	176,400	0.013% del total d.a.
— cauce de los ríos	2,120	0.005% del agua dulce
Humedad de suelo	16,500	0.04 % del agua dulce
Atmósfera	3,000	0.03 % del agua dulce
Biósfera	1,120	0.003 % del agua dulce

Tabla 1: Almacenes en el ciclo hidrológico.— Según CASTANY (1982, modificado).

Agua fuera del ciclo hidrológico (“Aguas geológicas”)

Son las aguas geológicas que entran en el ciclo hidrológico, causando un *exceso* en el balance hídrico:

- Aguas juveniles (= aguas del manto terrestre). Son solamente unos km³ por año y despreciable para el ciclo hidrológico actual; sin embargo todo el volumen de aguas recientes se origina en el manto terrestre como agua juvenil y ha entrado en el ciclo hídrico durante miles de millones de años.

Las aguas geológicas que están fuera del ciclo hidrológico por un plazo muy largo, causan un *déficit* en el balance hídrico actual (almacenes de períodos geológicos):

- Aguas en los sedimentos marinos (“connate water”)
- Aguas subterráneas en sistemas cerrados, prácticamente sin circulación. P.ej. acuíferos mesozóicos profundos en el Graben del Rhin (Europa Central), aislados por capas terciarias de permeabilidad muy baja. El agua encerrada tiene edad terciaria.

Los grandes casquetes polares y los glaciares de las montañas de la tierra representan un almacén de agua dulce para períodos muy grandes (tabla 1). Su crecimiento y fusión por cambios climáticos, p.ej. durante el Pleistoceno, causan las variaciones del nivel del mar en un orden de tamaño de 100 m.

Sistemas hidrogeológicos

Los recursos de aguas subterráneas no son yacimientos que se explotan hasta su agotamiento como p.ej. los yacimientos de petróleo. Más bien son sistemas hidrodinámicos recuperándose permanentemente como partes del ciclo hidrológico por ser recargados por agua de precipitación. Por eso el reconocimiento de la cantidad de *recarga* de sistemas hidrogeológicos es una de las tareas más importantes en la hidrogeología.

La figura 6 muestra esquemáticamente un sistema hidrogeológico. La cantidad de agua infiltrada *I* sufre pérdidas por evapotranspiración. Solamente la parte no afectada, la *infiltración efectiva* *IE*, alcanza el agua subterránea (el nivel piezométrico) y alimenta su flujo (escurrimiento subterráneo *G*), que sale en la zona de *descarga*. Para un sistema hidrogeológico cerrado, que no obtiene recarga por afuera y que se descarga totalmente, vale entonces:

$$\text{Infiltración efectiva } IE = \text{Recarga} = \text{Escurrimiento subterráneo } G = \text{Descarga.}$$

Además vale:
$$IE = P - ET - R \quad (1)$$

Por las altas variaciones temporales de la precipitación y la infiltración, estas ecuaciones valen solamente para tiempos largos (valores estadísticos).

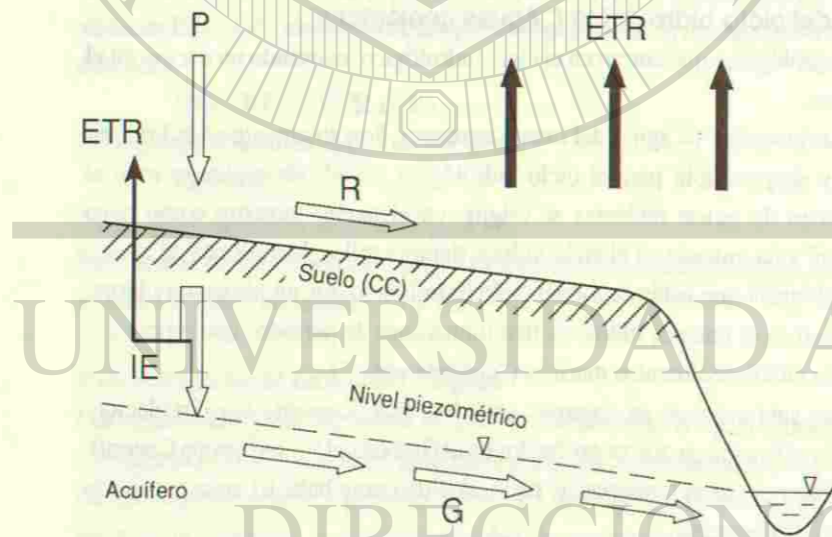


Figura 6: Un sistema hidrogeológico (esquema). - IE = Infiltración efectiva, CC = capacidad de campo (capacidad del suelo de almacenar agua, medido en mm)

Los parámetros de los sistemas hidrogeológicos

Los parámetros hidrológicos, necesarios para el cálculo de un sistema hidrogeológico están presentados en la tabla 2 y en las figs. 7-10. Para los métodos de su medición o cálculo véase LERNER et al.(1990), DE AZEVEDO et al. (1976) o CUSTODIO & LLAMAS (1983). El ejemplo de la figura 11, muestra la presentación de datos climáticos en forma de un diagrama de clima con una interpretación.

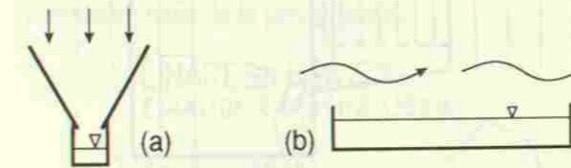


Figura 7: a) Pluviómetro (esquemático). Área embudo/área cilindro = 10:1, así que se lee en el cilindro la altura de precipitación en una escala 10:1

b) Evaporímetro (sartén, esquemático). Se mide el descenso del nivel (de la altura) en mm, tomando en cuenta ascensos causados por precipitación. Si el nivel alcanza una altura mínima, se rellena el sartén. Ya que por efectos de equipo E medida generalmente sale demasiado alta, se aplica un coeficiente de equipo (en el caso del tipo Class-A-Pan: 0.7) para comparar E medida con ER.

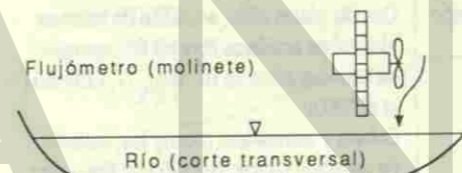


Figura 8: Flujómetro (molinete, esquemático). Se mide la velocidad de flujo (*v*) y la altura de agua (*H*) en secciones parciales p.e. de 1 m de ancho (*a*):
Caudal $Q = \sum v.H.a \text{ l/s}$

Figura 9: Vertedor de medición triangular THOMPSON. El caudal *Q* (l/s) depende de *H* y de una constante. Se construyen también vertedores rectangulares. Para la evaluación se utilizan tablas (p.ej. DE AZEVEDO NETTO et al. 1976).— Tomado de HERRMANN (1977)

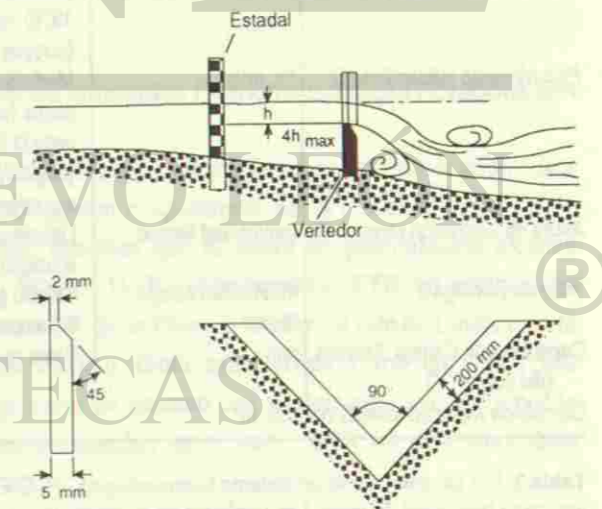
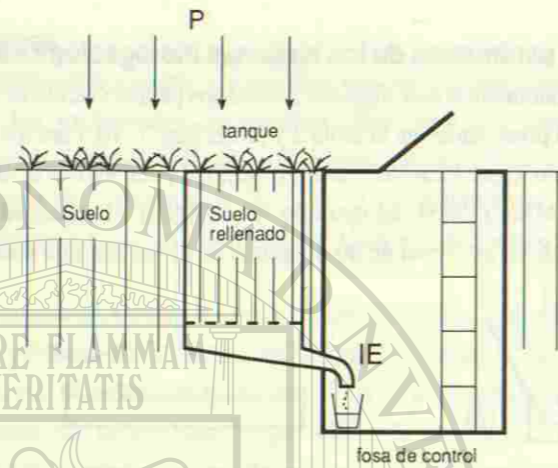


Figura 10:

Lisímetro. Se mide la altura de la Infiltración efectiva IE (mm/unidad de tiempo). Existen varios tipos (véase p.ej. LERNER et al. 1990)



Parámetro	Unidad de medición	Método de medición o cálculo
Altura de Precipitación P	mm/unidad de tiempo	Pluviómetro (figura 7a)
Altura de Evaporación potencial EP	mm/unidad de tiempo	Evaporímetro (figura 7b); cálculo en base a datos climáticos (LERNER et al.1990)
Altura de Evapotranspiración potencial ETP	mm/unidad de tiempo	Cálculo en base a datos climáticos (LERNER et al.1990)
Altura de Evapotranspiración real ETR	mm/unidad de tiempo	Cálculo (datos clim.; ecuación de balance hídrico; en acuíferos libre de Cl ⁻ : aumento de concentración de Cl ⁻ , Cap. 17, LERNER et al.1990)
Escurrimiento superficial R	l/s, m ³ /s	Cubeta y cronómetro (pocos l/s); vertedor de medición (aprox. 5 - 100 l/s); flujómetro (figura 8) en corte transversal de cauce de río (con puente de medición hasta gastos de avenidas; DE AZEVEDO NETTO et al. 1976); método de inyección de sal (arroyos turbulentos; CHURCH 1975)
Escurrimiento subterráneo G	l/s, m ³ /s	Medición del caudal de manantiales y pozos (véase R); medición de R de tiempo seco (1,2); cálculo por Ley de DARCY (pág. 57, ecuación 14); cálculo en base a la ecuación de balance hídrico
Altura de Infiltración efectiva IE	mm/unidad tiempo	Lisímetro (figura 10); cálculo en base a la ecuación de balance hídrico
Taza de Recarga g	mm/unidad tiempo, l/s.km ²	Cálculo g = G/A o IE/A (A=Área de recarga o cuenca hidrogeológica)
Capacidad de Campo Efectiva (del suelo) CC	mm	Pesar muestras de suelo
Cambio de Almacenamiento ΔS	mm, m ³	

Tabla 2: Los parámetros de un sistema hidrogeológico. - P, E, ET e I se miden como la altura de una capa horizontal de agua. Las unidades de medición en mm de altura/a se pueden convertir en unidades de caudal por unidad de área en l/s.km² según la fórmula: 1 mm/a = 0.0317 l/s.km².

Ejemplo para la presentación de datos climáticos
 En la región semihúmeda-semiárida de Linares (figura 11) la recarga (infiltración efectiva) está limitada a los meses Agosto-October de años normales hasta húmedos. Con excepción de Septiembre-October la evaporación potencial media supera la precipitación media. En los demás meses y en años secos la evaporación potencial y la alta capacidad de campo de la mayoría de los suelos consumen totalmente las cantidades bajas de la precipitación.

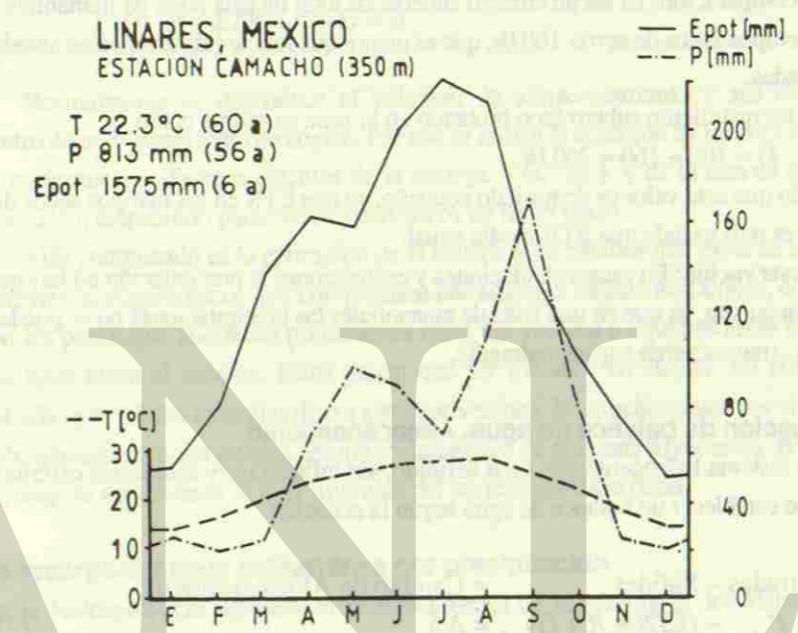


Figura 11: Diagrama de clima por CARSTENS para el área de Linares N.L., México, modificado. Tomado de RANGEL (1989).

Ejemplo para la aplicación de los conceptos Evapotranspiración/Evaporación potencial y real
 En el clima semihúmedo hasta semiárido de Linares la altura de evaporación (para este concepto véase tab.2), medida con evaporímetro en la Estación climática de Linares, asciende a 1575 mm/a, mientras que la altura de precipitación alcanza solamente 813 mm/a (véase figura 11). Por consecuencia ETR en esta región generalmente no puede alcanzar a EP. En la Planicie Costera al este de Linares, en la zona pantanosa del Baño San Ignacio, brota agua termal y fría en numerosos manantiales. Por la densa vegetación de pantano con su transpiración alta y por la presencia permanente de agua y humedad en el suelo, ETR en esta zona debe alcanzar a EP durante todo el año:

Para poder equiparar E medida con EP y ETR, hay que aplicar el coeficiente de equipo de 0.7 (véase figura 7b), así que se obtiene

$$\text{ETR Zona Pantanosa Baño San Ignacio} = 1575 \times 0.7 = \text{aprox } 1103 \text{ mm/a}$$

Ya que $1 \text{ mm/a} = 0.0317 \text{ l/s.km}^2$ (véase tab.2),

y la superficie de la zona $A = 4.5 \text{ km}^2$,

entonces: $\text{ETR media anual} = 1103 \times 0.0317 \times 4.5 = \text{aprox } 160 \text{ l/s.}$

Como comparación: El escurrimiento superficial total de esta zona de manantiales, es en tiempos secos de aprox. 100 l/s, que es menor que las cantidades medias anuales evaporadas.

El escurrimiento subterráneo brotando en la zona se estima como

$$G = 100 + 160 = 260 \text{ l/s.}$$

sabiendo que este valor es demasiado pequeño, ya que ETR en los tiempos secos del verano es más grande que ETR media anual.

Observación: En estas calculaciones y estimaciones la precipitación no hay que tomar en cuenta, ya que en una zona de manantiales las precipitaciones no se pueden infiltrar, sino escurren superficialmente.

La ecuación de balance de agua. Almacenamiento

Para un sistema hidrogeológico bien definido, sin influencias y efluencias externas, se puede establecer un balance de agua según la ecuación

$$\begin{aligned} \text{Entradas} - \text{Salidas} &= \text{Cambio de Almacenamiento} \\ P - (\text{ETR} + R + G) &= \Delta S \end{aligned} \quad (2)$$

La capacidad de almacenamiento total S del sistema comprende

- el almacenamiento superficial (p.ej. por el retraso del interflujo, véase figura 3)
- el agua almacenada en el suelo. La *capacidad de campo efectiva o útil* (para las plantas) CC depende especialmente de la capilaridad y del espesor del suelo. Los suelos limosos de alto espesor tienen $CC > 150 \text{ mm}$. Este almacén puede estar vacío o relleno parcialmente hasta totalmente. Si $CC \geq P$, entonces: $I = 0$ (no hay recarga!)
- el agua almacenada a corto plazo por el retraso de la infiltración en la zona no saturada (véase pág. 15).
- el agua almacenada en la zona saturada del acuífero.

Por las grandes variaciones temporales especialmente de P (y de I) el almacenamiento del sistema siempre está cambiando. Cuando $P < \text{ETR} + R + G$, ΔS es negativo; cuando $P > \text{ETR} + R + G$; ΔS se vuelve positivo.

A plazos largos, como varios años, los parámetros de la ecuación de balance hídrico se convierten en valores estadísticos constantes. Ya que bajo estas condiciones

$$\Delta S = 0, \quad (3)$$

la ecuación de balance hídrico (2) llega a ser más sencillo:

$$\text{Entradas} = \text{Salidas},$$

$$o: \quad P - \text{ETR} - R - G = 0 \quad (4)$$

Normalmente se desconoce el volumen de almacenamiento y sus cambios dentro de un sistema hidrogeológico. Por eso se utiliza la ecuación de balance hídrico en su forma sencilla para cálculos de la recarga (G , IE) y de la tasa de recarga ($g = G/A$), empleando parámetros estadísticos de largo plazo.

Más complicado es la aplicación de la ecuación de balance hídrico si se trata de sistemas hidrogeológicos que comprenden entradas y/o salidas artificiales, como lo son los pozos que abastecen poblaciones fuera del sistema o aquellas áreas regadas por agua ajena al sistema. Estos tienen que ser tomados en cuenta, así como las entradas y/o salidas naturales de o a sistemas vecinos. En muchos casos los sistemas hidrogeológicos no se pueden delimitar claramente de sistemas adyacentes, si p.ej. el parteaguas subterráneo es muy diferente del parteaguas superficial.

La recarga del agua subterránea por precipitación

En la Hidrogeología Aplicada el reconocimiento de la recarga de los sistemas de flujo del agua subterránea es una de las tareas más importantes. Si se quieren evitar sobreexplotaciones de los acuíferos con sus consecuencias desfavorables, hay que conocer la recarga natural del sistema hidrogeológico, parámetro que es decisivo para determinar las cantidades de agua disponibles para el uso humano. Si se trata de una recarga por pura precipitación sin influencias de cauces de ríos o de lagos, la tasa de recarga es igual a la infiltración efectiva IE (pág. 8).

Uno de los métodos utilizados para el cálculo de la tasa de recarga (o de la infiltración efectiva) se basa en los datos climatológicos, empleando la ecuación de balance de agua. Sin embargo, la tasa de recarga depende no solamente del clima, sino también de la velocidad de infiltración, ya que el agua de lluvia infiltrándose rápidamente está fuera del escurrimiento superficial así como de la evaporación y evapotranspiración.

La velocidad de infiltración depende de

- la permeabilidad del suelo
- la capacidad de campo del suelo
- la inclinación de la superficie.

La variación de estas condiciones geológicas–edafológicas causa una variación espacial grande de la tasa de recarga, dentro de un mismo sistema hidrogeológico. Las tasas de recarga más altas, bajo las mismas condiciones climáticas, se observan en regiones carstificadas (véase pág. 158–164) y en áreas de gravas con suelos poco desarrollados. Las tasas de recarga más reducidas ocurren en regiones con suelos de permeabilidad baja, especialmente en rocas y suelos arcillosos, y con superficie inclinada, así como en zonas de nivel freático muy alto como lo sucede en las zonas pantanosas. Véase página 155 tabla 10.

En el marco de una carta hidrogeológica se establecen también cartas de tasa de recarga como base para el cálculo de la recarga total de un sistema hidrogeológico.

Conceptos de agua en la hidrogeología. Definiciones
 Conceptos con respecto al enlace físico del agua subterránea

Agua libre (agua gravífica o gravitacional): Agua que gotea de una muestra del acuífero, p.ej. de arena (figura 12a), o que se seca a 108°C.

Agua adsorptiva (o de retención): Agua retenida en las superficies de las rocas (granos, minerales de arcilla) por atracción molecular (fuerzas LONDON–VAN DER WAALS, figura 12b). Se separa y mide por centrifugación.

Agua capilar: Agua que asciende en contra de la gravedad por tensión de su superficie en poros de tamaño capilar (figura 12c y d).

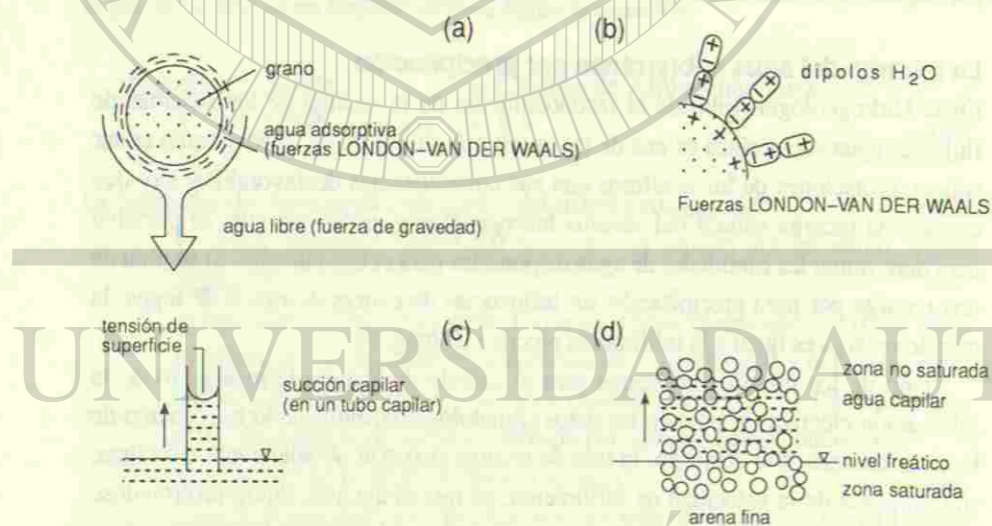


Figura 12: a) Agua libre y adsorptiva, b) Dipolos de agua adsorptiva atraídos por la superficie de un grano del acuífero (fuerzas eléctricas LONDON–VAN DER WAALS) c) En un tubo de diámetro capilar el agua asciende por la tensión de su superficie d) Agua capilar en el acuífero arriba del nivel freático. La tensión de succión capilar depende de la composición granulométrica del material

Conceptos hidrodinámicos de agua subterránea (figura 13).

El agua que se infiltra en el suelo puede ser almacenada como *agua de suelo* (agua capilar, suspendida encima de la zona vadosa). El agua que pasa el suelo y se infiltra hacia abajo por la *zona no saturada* del acuífero se llama *agua vadosa*. Posteriormente

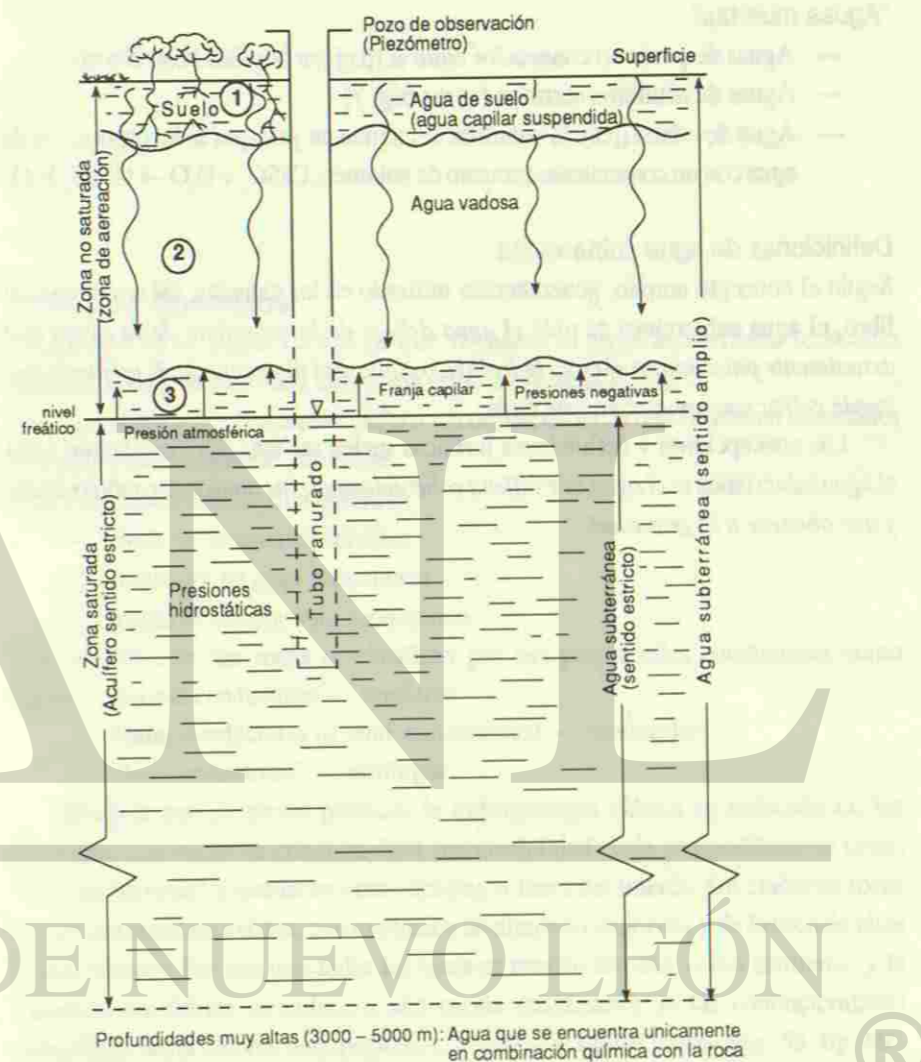


Figura 13: Esquema de las concepciones hidrodinámicas de agua subterránea.— La zona no saturada (de aeración) se divide en:
 1.— Zona del suelo= subzona sometida a la evapotranspiración, comprendida entre la superficie del terreno y los extremos radiculares de la vegetación.
 2.— Subzona intermedia, que puede alcanzar grandes espesores.
 3.— Subzona capilar= transición a la zona saturada. Alcanza una altura sobre el nivel freático, la cual depende de las fuerzas capilares que hacen ascender el agua (pág. 14).

alcanza el nivel freático (la superficie plana del *agua freática*) en donde comienza la *zona saturada*. La *percolación vertical* no saturada se convierte en el flujo horizontal saturado. Arriba del nivel freático se encuentra la *franja capilar* (véase también figura 12d).

"Aguas muertas"

- Aguas de poros no conectados entre sí (p.ej. en basaltos vesiculares)
- Aguas de acuíferos cerrados (véase pág. 7)
- Agua de cristal (p.ej. la anhidrita se cambia en yeso por la incorporación de agua con un consecuente aumento de volumen: $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$)

Definiciones de agua subterránea

Según el concepto amplio, generalmente utilizado en las ciencias, así como en este libro, el agua subterránea es *toda el agua debajo de la superficie de la tierra que actualmente participa en el ciclo hidrológico o que está almacenada de tal modo que puede entrar nuevamente en este ciclo*.

Las concepciones y definiciones jurídicas suelen ser más estrictas. Según éstas el agua subterránea es *el agua que rellena coherentemente las oquedades subterráneas y que obedece a la gravedad*.

El acuífero

Definición. Conceptos

El acuífero es *el medio rocoso en que se mueve el agua subterránea* (concepto amplio). Existe también una definición estricta (véase pág. 22).

Normalmente el concepto *acuífero* se confina en rocas que conducen cantidades de agua económicamente utilizables.

Funciones del acuífero: El acuífero es

- almacén de agua subterránea
- conductor de agua subterránea
- medio de intercambio geoquímico.

Tradicionalmente las rocas se clasifican por sus propiedades conductoras como sigue: Buenas conductoras — acuíferos

Malas conductoras (o semi-conductoras) — "acuitardos"

"No-conductoras" — acuífugos

Dirigida por el interés práctico, la hidrogeología clásica se enfocaba en los acuíferos. Las rocas de conductividad (permeabilidad) baja se consideraban como "no-conductoras" y quedaban como *acuífugos* fuera del interés. Sin embargo rocas no-conductoras no existen, con excepción de algunos evaporitas y de la roca de altas profundidades. Por eso casi todas las rocas se pueden estudiar como acuíferos, y la clasificación clásica se reduce a una escala cuantitativa de las conductividades hidráulicas hasta valores muy pequeños, sino es que finitos (véase pág. 55, fig. 60). De éstos se ocupa la *Hidrogeología de Rocas de Permeabilidad Baja* como especialidad nueva de la hidrogeología, que se basa en la necesidad de estudiar las propiedades hidrogeológicas de sitios para depósitos de desechos peligrosos. No obstante, en un sentido relativo, el concepto *acuífugo* siempre está utilizable (véase figura 18).

Tipos de acuíferos litológicos

Existen tres tipos, los principales son:

- *Acuíferos de poros.* En su mayor parte se trata de sedimentos sueltos (gravas, arenas). Figura 14
- *Acuíferos de grietas:* Rocas consolidadas como areniscas, calizas no carstificadas, basaltos, granitos u otras rocas extrusivas e intrusivas, gneisses.

Figura 15

Acuíferos cársticos: Rocas carstificadas (calizas, dolomías, yeso, véase págs. 158–164). Figura 16

Figura 14: Acuífero de Poros. El agua se mueve en los poros (intersticios)

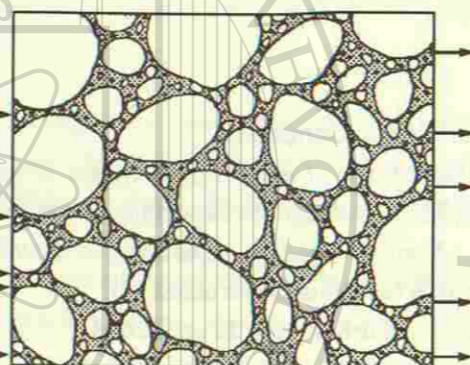


Figura 15: Acuífero de Grietas. El agua se mueve en las fracturas abiertas de origen tectónico o de intemperismo. El contenido de poros generalmente es despreciable



Figura 16: Acuífero Cárstico. El agua se mueve en los huecos cársticos de diámetros muy variables (canales, cavernas). El contenido de poros es despreciable



Las propiedades de estos tres tipos de acuíferos son muy diferentes. Por el grado elevado de isotropía y homogeneidad de los acuíferos de poros la Geohidráulica tradicionalmente se enfoque en este tipo de acuífero como objetivo de investigación básica. Por razones didácticas este libro sigue a esa tradición. Las propiedades especiales de los acuíferos de grietas y cársticos son tratados en la página 164.

Algunos acuíferos de grietas contienen además de su permeabilidad y porosidad primaria (de grietas) una permeabilidad y porosidad secundaria no despreciable, que consiste en los poros intersticiales (véase págs. 90–91).

Porosidad. Definición general

La capacidad del acuífero de almacenar agua está determinada por su porosidad. El concepto *porosidad* (o *volumen de poros*) se utiliza también para el *volumen de grietas* y el *volumen de huecos cársticos*. La zona saturada del acuífero consiste en la matriz rocosa y en huecos (poros, intersticios) rellenos de agua.

Definición: La porosidad p es la parte o porcentaje del volumen de poros en un acuífero relleno de agua:

$$p = \frac{V_A}{V_R} \text{ [sin dim]}$$

en lo que V_A : volumen de agua [m³]
 V_R : volumen total de roca [m³].

y:

$$p = \frac{V_A \cdot 100}{V_R} \text{ [\%]}$$

Ejemplo de un acuífero de poros: 1000 ml de arena saturada con agua contienen 200 ml de agua. La porosidad de esta arena es $p = 0.2$ (20%).

La porosidad de acuíferos cársticos y de grietas normalmente es mucho menor, siendo de un orden de tamaño de 0.01 (1%).

Por el concepto *coeficiente de almacenamiento*, relacionado a la porosidad, véase págs. 62–64, por otros conceptos de porosidad: págs. 57–58.

Permeabilidad

La *permeabilidad* (*conductividad o conductibilidad hidráulica*) es la capacidad de un acuífero de conducir agua. Hay que diferenciar entre el concepto general de permeabilidad y la permeabilidad intrínseca (véase págs. 54, 55). La permeabilidad

de acuíferos de poros depende de su composición granulométrica, véase pág. 50. La figura 17 muestra tres sustratos de permeabilidades diferentes.

Un sustrato de permeabilidad mediana puede funcionar como acuífero o como acuífugo, dependiente de su posición geológica (relatividad de permeabilidades, figura 18).

Entre la porosidad y la permeabilidad de un acuífero generalmente no existe una relación directa. Sin embargo los acuíferos de permeabilidad alta normalmente tienen también porosidades elevadas. Excepciones: Hay rocas de porosidad alta, que tienen permeabilidades muy bajas (p.ej. basaltos vesiculares, arcillas).

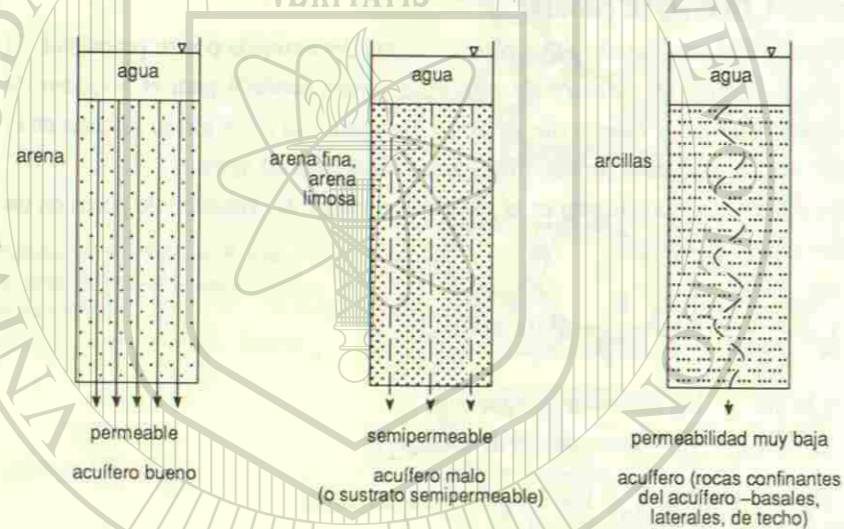


Figura 17: Tres categorías de sustratos de permeabilidad diferente.— Según CASTANY 1982, modificado

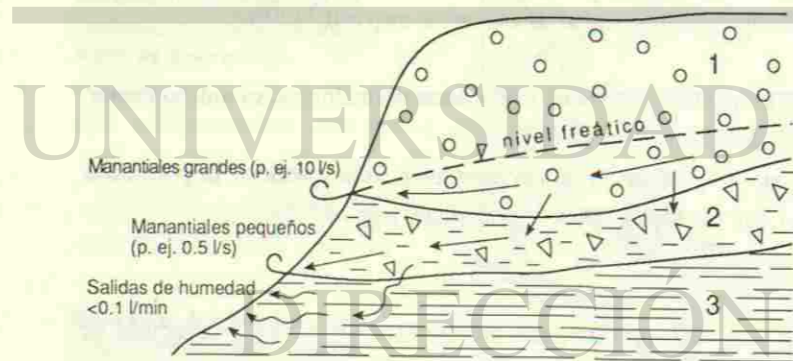


Figura 18: Relatividad de permeabilidades

Anisotropía e Inhomogeneidad

Un acuífero (o una parte de él) es *isótropo*, si sus características físicas (especialmente su permeabilidad) son constantes en las tres direcciones del espacio (véase figura 19, caso 1). En el caso contrario es *anisótropo* (2,3,4). Se diferencia entre *anisotropía vertical* (2,3) y *anisotropía horizontal* (4).

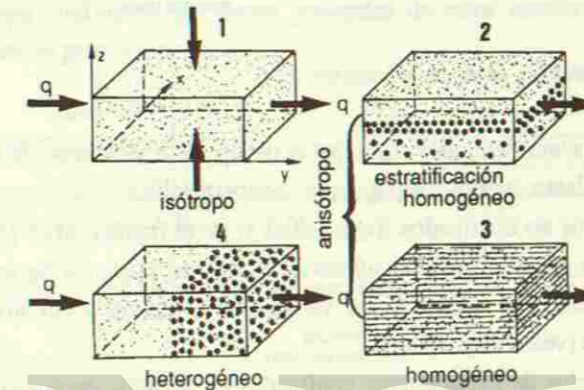


Figura 19: Cuatro casos de isotropía (1), anisotropía (2,3,4), homogeneidad (1,2,3) y heterogeneidad (4).— Tomado de CASTANY (1982)

Un acuífero (o una parte de él) es *homogéneo* si presentan en todos los puntos en el sentido del escurrimiento características físicas constantes (1, 2, 3). En el caso contrario es *heterogéneo* (4). Un ambiente permeable homogéneo puede ser isótropo (1) o anisótropo (2, 3). Un ambiente permeable heterogéneo siempre es anisótropo (4).

Los conceptos de anisotropía e inhomogeneidad son de importancia especialmente en los acuíferos de grietas y cársticos, ya que los acuíferos isótropos y homogéneos de estos tipos litológicos prácticamente no existen.

Tipos y conceptos hidrodinámicos

Un acuífero normalmente está delimitado hacia abajo por un sustrato de baja permeabilidad (figura 20a y b). En muchos casos existen también límites laterales, p.ej. las pendientes de un canal de gravas (véase figuras 31 y 42), o capas de baja permeabilidad adyacentes en posición tectónica más o menos vertical (véase figura 29). Por sus límites superiores los acuíferos son clasificados en dos tipos hidrodinámicos principales:

- *acuíferos no confinados (acuíferos libres)*, sin techo confinante (figura 20a),
- *acuíferos confinados*, con techo confinante, formado por capas de baja permeabilidad (figura 20b).

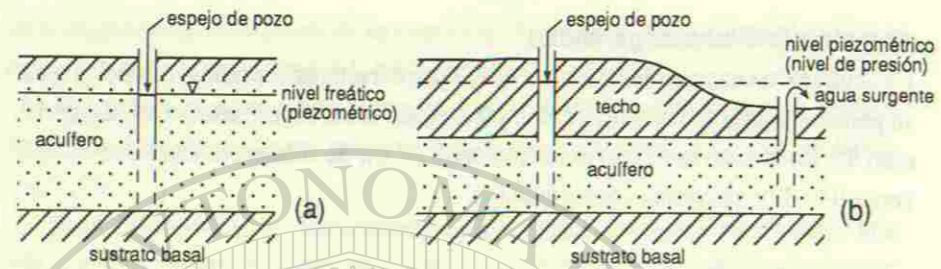


Figura 20: Acuífero libre (a), confinado y artésiano (b)

Los acuíferos *semiconfinados* representan un tipo hidrodinámico de transición (figura 22, 1 y 2). Están confinados por capas semipermeables.

En los acuíferos no confinados (figura 20a) el nivel freático libre es el límite superior del manto freático (o del acuífero en el sentido estricto). Se trata de un límite hidrodinámico, que debido a las variaciones temporales del nivel no se mantiene constante (véase pág. 37-40).

El límite superior de los acuíferos confinados es el límite geológico entre el acuífero y la capa confinante (techo del acuífero, figura 20b). Cuando un pozo ha atravesado la capa confinante y alcanzado el acuífero confinado, el agua sube en el pozo hasta alcanzar el nivel de presión del acuífero confinado.

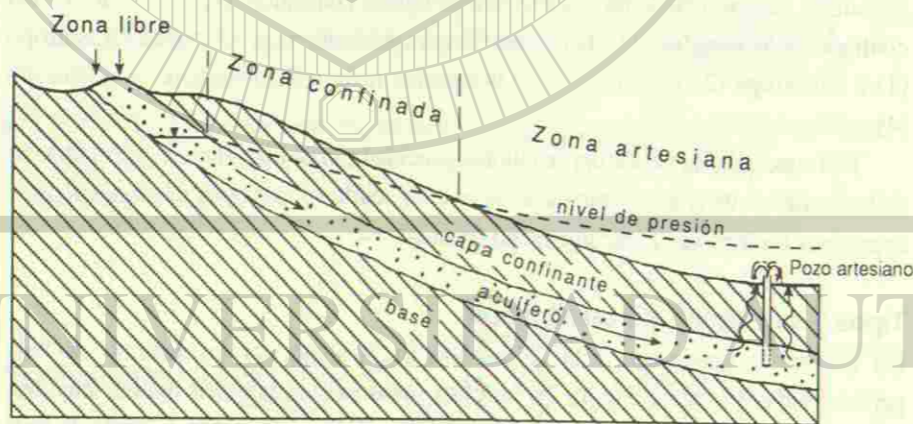


Figura 21: Acuífero con zona libre, zona confinada y zona artésiana. El nivel de presión se baja rumbo al flujo del agua confinada por el consumo de energía en el acuífero (véase pág. 48)

Acuífero artésiano: El mismo acuífero puede estar conformado por una zona no confinada con nivel freático libre y una zona confinada (figura 21). En la parte donde la superficie del terreno descende debajo del nivel de presión, el acuífero confinado

se convierte en un acuífero artésiano (nombre derivado de la provincia de Artois, Francia). Las perforaciones que alcanzan al acuífero en esta zona se convierten en *pozos artesianos o surgentes*, de los cuales el agua subterránea brota libremente.

No todos los pozos artesianos corresponden a este modelo. La pura situación topográfica baja, puede causar en acuíferos de gran espesor una distribución vertical del potencial hidráulico (véase págs. 48-50 y figura 55), de modo que sin existencia de una capa confinante, las partes profundas de estos acuíferos libres están en condiciones de presión artésiana.

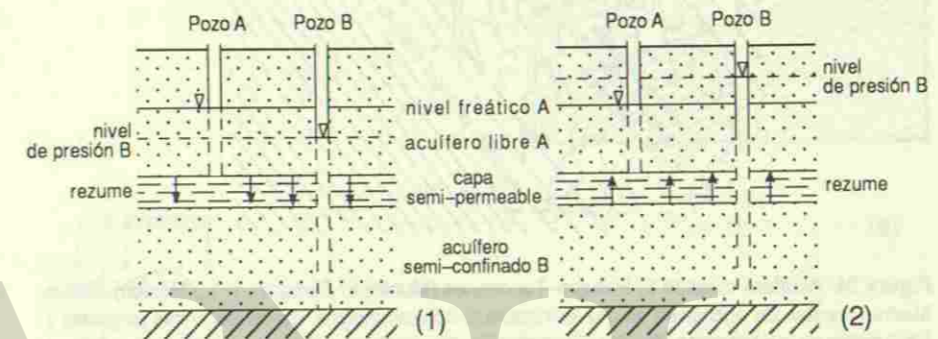


Figura 22: Acuíferos semiconfinados.

- Caso 1: presión del acuífero semiconfinado B < presión del acuífero libre A; rezume por la capa semipermeable hacia abajo
- Caso 2: presión del acuífero semiconfinado B > presión del acuífero libre A; rezume por la capa semipermeable hacia arriba

Pisos de agua subterránea

Consisten en acuíferos de profundidades diferentes, separados por capas de permeabilidad baja (figura 23).



Figura 23: Pisos de agua subterránea. Los pisos bien separados tienen presiones, mineralizaciones y temperaturas diferentes

Los acuíferos colgados son acuíferos libres de menor importancia, colocados sobre un acuífero principal no confinado, de modo que se encuentran en la zona no saturada de este último (figura 23 y ejemplo concreto figura 24).

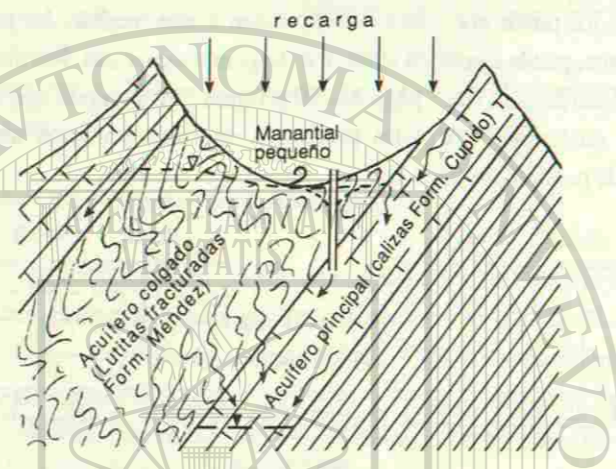


Figura 24: Acuífero colgado El Refugio-Tepozanes (Municipio Zaragoza N.L., México); Sierra Madre Oriental. Se encuentra en una estructura tectónica sinclinal, donde las lutitas plegadas y fracturadas de la Formación Méndez (Cretácico Superior) están en contacto directo con las calizas carstificadas de la Formación Cupido (Cretácico Inferior). Las permeabilidades del acuífero colgado son de orden medio hasta pequeño (manantiales con gastos hasta aprox. 1 l/s; un pozo perforado con un gasto máx. de 5 l/s). El acuífero principal carstificado está drenado por manantiales con gastos de hasta 1000 l/s, situados en un valle vecino muy profundo. La existencia del piso colgado supone que la recarga del acuífero colgado es más grande que el rezume al acuífero principal.

Cabe decir que al perforar un pozo demasiado profundo, que alcance al acuífero principal, el agua del piso colgado se podría perder hacia abajo a la zona no saturada del piso principal.

Acuíferos de estratos múltiples: Los complejos de estratos múltiples consisten en varios acuíferos individuales, más o menos bien separados por capas de permeabilidad baja y de espesor pequeño. Paquetes de este tipo pueden ser considerados como un acuífero de alta anisotropía vertical (figura 25). Acuíferos de estratos múltiples se encuentran p.ej. en el Terciario de la Planicie Costera del Golfo de México, conformado por capas alternantes de areniscas y lutitas.

Sistemas de flujo de aguas subterráneas

Un sistema de flujo de agua subterránea comprende la recarga, el flujo horizontal y la descarga del agua y corresponde al sistema hidrogeológico (pág. 8). El agua subterránea de un sistema de flujo puede pasar por varios acuíferos de tipo diferente, que tienen contacto entre sí (véase ejemplo figura 26a y b).

Figura 25: Acuífero de estratos múltiples. Consiste en un complejo de capas de permeabilidad elevada (p.ej. calizas, areniscas), separados por capas de permeabilidad baja y de pequeño espesor (p.ej. lutitas, pizarras)

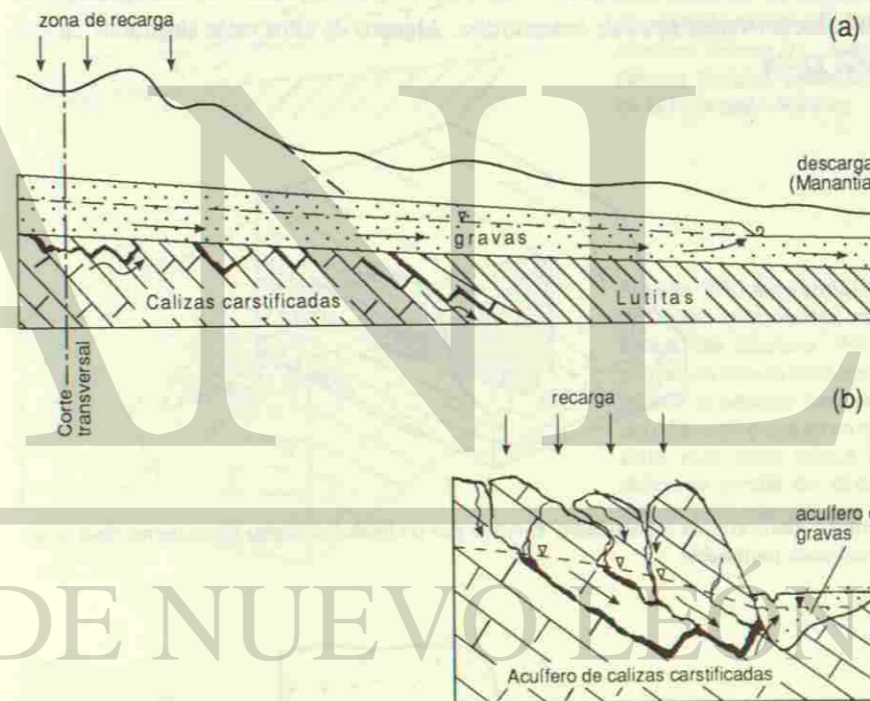
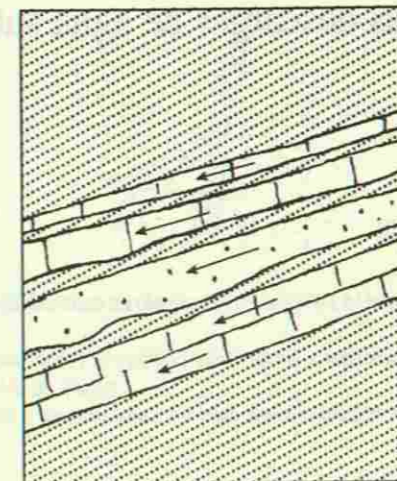


Figura 26: Sistema de flujo de 2 acuíferos (carst indirecto). a) corte longitudinal, b) corte transversal. El sistema no es cerrado, ya que no se descarga totalmente en el manantial (a).

Las descargas de agua subterránea



Figura 27: Horizonte de manantiales, formado por un límite geológico entre un acuífero y un sustrato poco permeable.



Figura 28: Manantial de escombro de talud. El agua no sale directamente del horizonte de manantiales, sino más abajo después de correr por escombro de talud.

Tipos de manantiales

El agua subterránea se descarga en manantiales. Según las situaciones hidrogeológicas se diferencian varios tipos de manantiales. Algunos de ellos están ilustrados en las figuras 27-34.

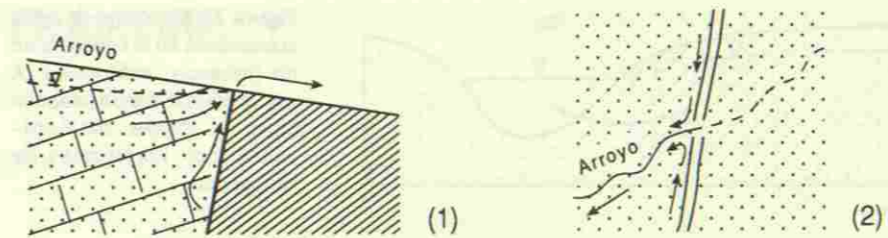


Figura 29: Dos ejemplos de manantiales de fallas (o de zonas de diaclasas) de la Mina La Huiche, Galeana, N.L., México.-
 1: Falla impermeable: Areniscas permeables de la Formación Huizachal en yuxtaposición con yesos y arcillas de la Formación Minas Viejas
 2: Falla permeable: Falla con dique dentro de areniscas de baja permeabilidad de la Formación Huizachal

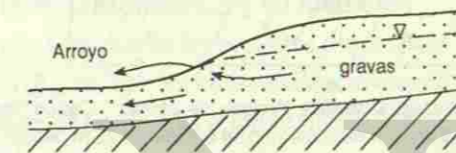


Figura 30: Manantial por depresión de la superficie. Ejemplo Ojo de Agua, Ejido Las Crucitas, Linares N.L., México. Gravas fluviales sobre lutitas de la Formación Méndez

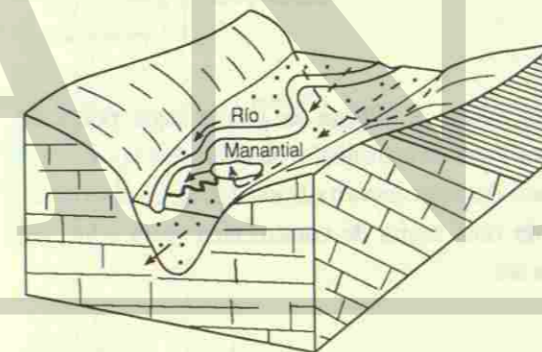


Figura 31: Manantial por reducción de la sección transversal del acuífero. Por un cambio de dureza de la roca se reduce la sección transversal del relleno de grava en un valle. Esta reducción causa una descarga parcial del escurrimiento subterráneo

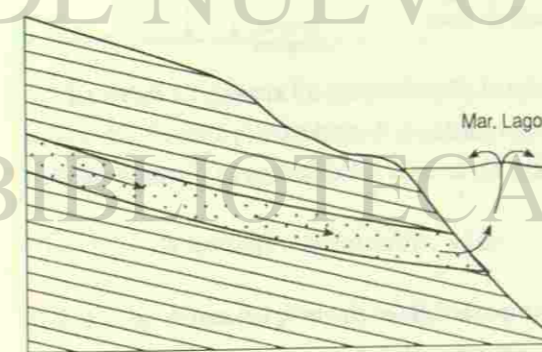


Figura 32: Manantial subacuático (submarino, sublacustre). El agua subiendo de manantiales submarinos de gran caudal se puede observar en la superficie.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



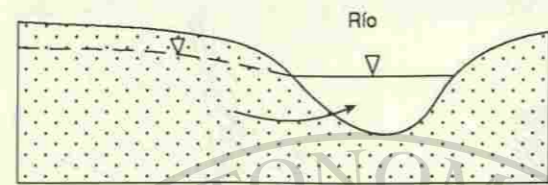


Figura 33: Descarga de agua subterránea en el cauce de un río (efluencia, exfiltración). A menudo estos manantiales son invisibles. Pueden ser localizados por mediciones de temperatura.



Figura 34: Manantial intermitente. Ejemplo Cueva cárstica "Volcan de Jáurez", Cañón Santa Rosa, Linares N.L., México: Durante sequías el nivel piezométrico se encuentra 22 m debajo del nivel del arroyo seco. La zona de descarga se encuentra entonces probablemente en el valle vecino del Río Pablillo. Durante el tiempo de alta recarga el nivel freático sube y el agua subterránea sale de la cueva con un caudal de hasta $> 1 \text{ m}^3/\text{s}$. Véase también figura 129 y foto de la portada.

Descargas artificiales

Para la exploración del agua subterránea se utilizan en primer lugar pozos de perforación y norias, así como captaciones de manantiales de diferentes tipos.

Muchas obras técnicas causan una descarga nueva o adicional de agua subterránea, como profundización de cauces de ríos, zanjias de construcción (para edificios, canalizaciones etc.), minas, túneles etc.

Piezometría

El nivel piezométrico y su medición

El nivel freático de los acuíferos libres aflora en los pozos y norias como *espejo de pozo* (figura 20a). En los pozos de acuíferos confinados el espejo de pozo corresponde al nivel de presión del acuífero (figura 20b). El nivel que se mide en pozos (pozos de observación, pozos de monitoreo o piezómetros) se llama el *nivel piezométrico*.

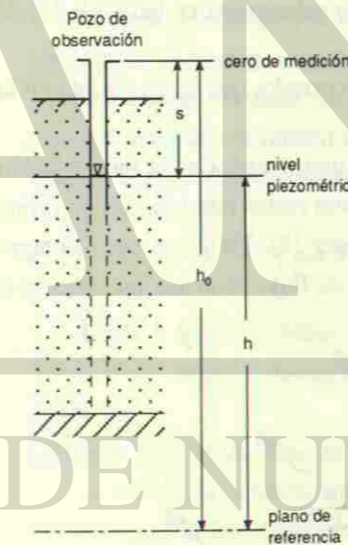


Figura 35: La medición del nivel piezométrico en un pozo de observación

La figura 35 muestra los parámetros de la medición del nivel piezométrico y sus notaciones. El nivel piezométrico h se calcula como la altura del nivel sobre un plano de referencia, que es normalmente el nivel del mar, según:

$$h \text{ [msnm]} = h_0 \text{ [msnm]} - s \text{ [m]} \tag{7}$$

en donde h_0 : Altura del punto de medición (cero) sobre el plano de referencia (nivel del mar u otro plano de convención, p.ej. el cero de medición de un

pozo principal).— Generalmente se mide con equipo de nivelación (exactitud necesaria $\pm 0.5\text{cm}$)

s: Profundidad del nivel piezométrico debajo del cero de medición.— Se puede medir con

- sonda de luz (exactitud $\pm 0.5\text{cm}$)
- sonda acústica (silbato de pozo, exactitud $\pm 0.5\text{cm}$)
- flotador con cordel (poca exactitud)
- sonda automática con almacenamiento de datos (exactitud hasta $\pm 0.1\text{mm}$)

La carta piezométrica y su construcción. Cálculo del gradiente piezométrico

La configuración espacial del nivel piezométrico de un acuífero se presenta por cartas piezométricas, las cuales proporcionan las siguientes informaciones valiosas sobre el agua subterránea:

- las direcciones de su flujo, que son de importancia para la colocación de pozos y para el reconocimiento de caminos de contaminación, entre otros aspectos
- los gradientes de su flujo (gradiente piezométrico), que se necesitan para el cálculo del caudal y de la velocidad del agua subterránea en base a la ley de DARCY (pág. 57, ecuación (14)).

El nivel piezométrico es un plano más o menos corvado, que se representa en la carta por curvas de mismo nivel (isopiezas).

La base de la construcción exacta de una carta piezométrica es la interpolación lineal en el triángulo hidrológico (figura 36). Las líneas rectas construidas por varios triángulos individuales tienen que ser suavizadas (figura 37). Ya que el agua siempre sigue al gradiente más pronunciado, la dirección de su flujo, marcada por flechas o líneas de flujo, es perpendicular a las isopiezas.

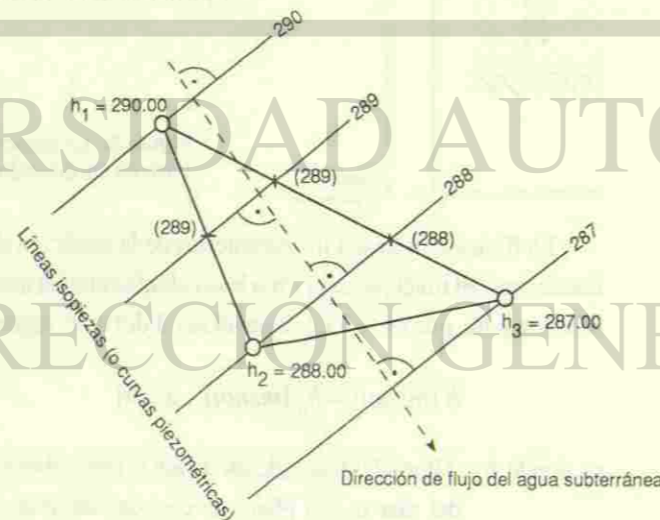


Figura 36: Triángulo hidrológico. Todas las alturas en msnm. Los vértices consisten en 3 pozos nivelados, con nivel piezométrico medido. Utilizando la regla de tres, los lados del triángulo se dividen según las diferencias de altura entre h1, h2, h3

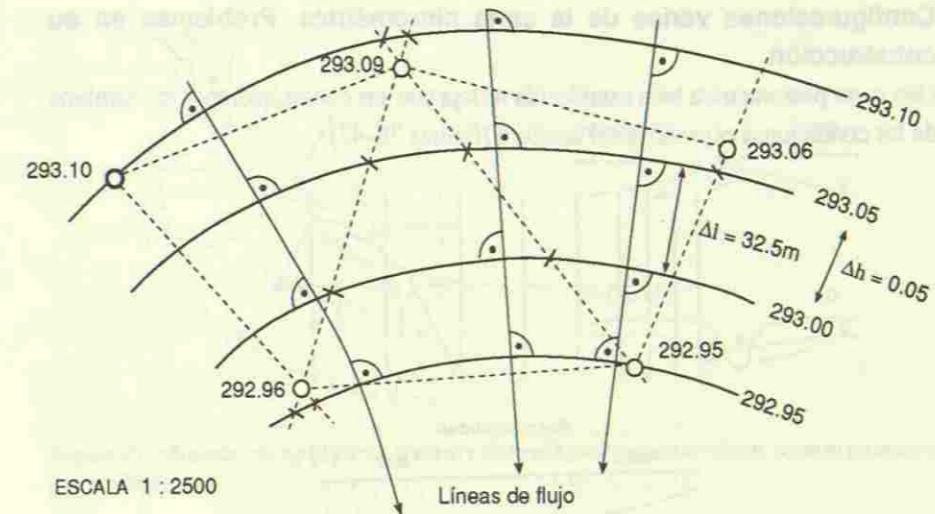


Figura 37: Parte de un plan piezométrico con isopiezas y líneas de flujo, caso curvo, construidas en base a varios triángulos hidrológicos. Las líneas de flujo tienen que ser perpendiculares a las isopiezas

La carta piezométrica siempre tiene que contener la escala y (por las variaciones temporales del nivel piezométrico) la fecha de medición. La superficie freática (en el caso del acuífero libre) y el nivel de presión (en el caso del acuífero confinado) están inclinadas rumbo al flujo del agua subterránea. Esta inclinación está determinada por el gradiente piezométrico i (figuras 52–54):

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l} \text{ [sin dim.]}$$

donde Δh [m] = distancia vertical y Δl [m] = distancia horizontal entre dos puntos del nivel

La figura 37 muestra como se saca el gradiente i de la carta piezométrica:

- Medir la distancia entre 2 isopiezas a lo largo de una línea de flujo
- Leer la diferencia de altura Δh entre las mismas isopiezas
- Calcular el gradiente según la ecuación anterior.

Ejemplo figura 37: $i = 0.05 \text{ m} / 32.5 \text{ m} = 0.0015 (= 1.5 \text{‰})$.

Se puede repetir esta operación en varios lugares de la carta para obtener un valor medio estadístico.

Configuraciones varias de la carta piezométrica. Problemas en su construcción

Una carta piezométrica bien establecida refleja con sus configuraciones los cambios de las condiciones espaciales del acuífero (figuras 38-42).

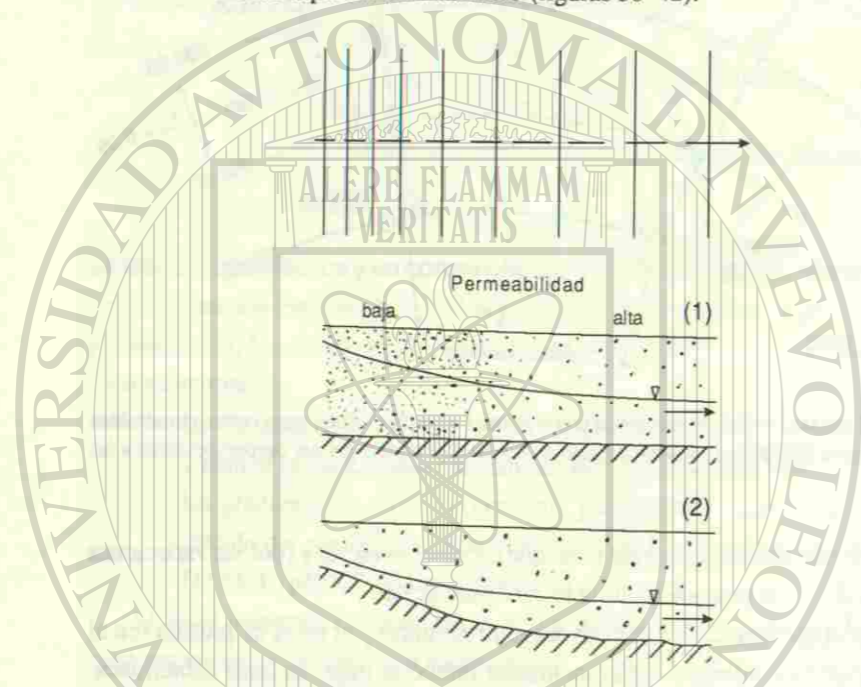


Figura 38: Un cambio de distancia entre las isopiezas puede ser causado (1) por un cambio de la permeabilidad según la ley de DARCY (el gradiente se aumenta con permeabilidad disminuyendo; véase págs. 45-48) o (2) por un cambio de espesor del acuífero.



Figura 39: Flujo del agua subterránea hacia un manantial

Las inhomogeneidades y la anisotropía de los acuíferos de grietas se pueden reflejar en la carta piezométrica (figura 88).

En los valles de ríos a menudo se observa un intercambio de agua alternando entre el cauce del río y el acuífero: *Influencia* (o *infiltración*) y *efluencia* (o *exfiltración*). Véase figura 40 y carta figura 42.

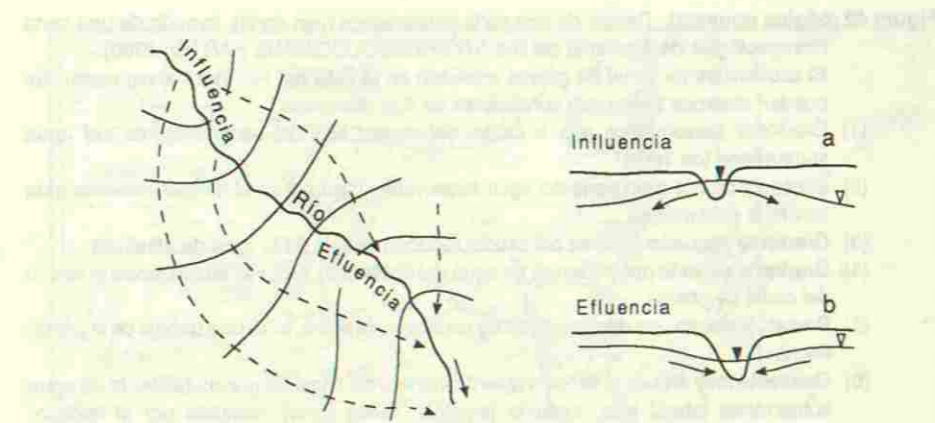


Figura 40: Influencia (de agua del río, corte a) y efluencia (de agua subterránea, corte b) en la carta piezométrica

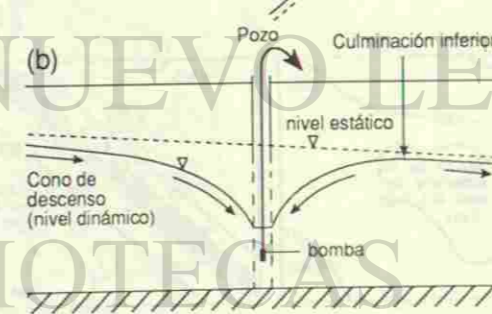
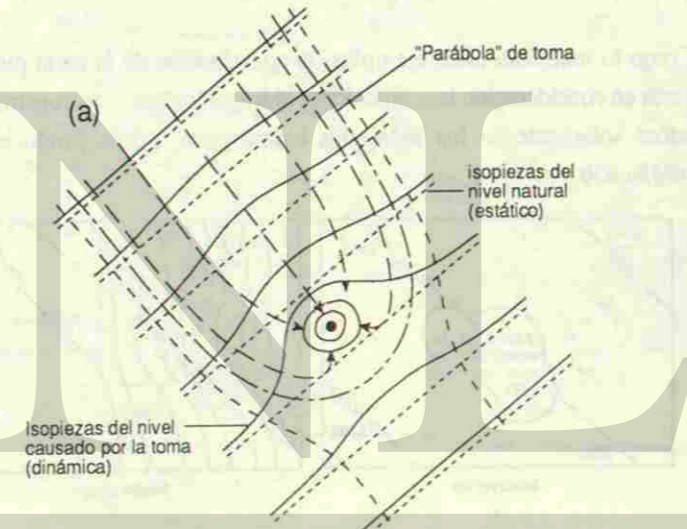


Figura 41: El flujo del agua subterránea hacia un pozo productivo: a) carta piezométrica, b) corte longitudinal. Véase pág. 65. — La "parábola" de toma es el parteaguas entre el agua alcanzada al pozo y el agua pasanda por el mismo. No es parábola auténtica, ya que sus ramas son paralelas

Figura 42 (página opuesta): Detalle de una carta piezométrica (con corte), tomado de una carta hidrogeológica de Alemania del Sur (HYDROGEOLOGISCHE KARTE, 1980).

El acuífero es un canal de gravas profundo en el valle del Río Iller (véase corte). Se pueden observar zonas con condiciones de flujo diferentes:

- (1) Gradiente piezométrico alto a causa del caudal alto del escurrimiento del agua subterránea (ca $1\text{m}^3/\text{s}$)
- (2) Efluencia de una gran parte del agua subterránea (flechas) en el río que atraviesa esta corriente subterránea
- (3) Gradiente pequeño a causa del caudal reducido debajo de la zona de efluencia
- (4) Gradiente elevado por influencia de agua del río (flecha), otra vez atravesando el centro del canal de gravas
- (5) Presa, causando una desviación de agua (influencia arriba, efluencia debajo de la presa; flechas)
- (6) Gradiente muy alto en el flanco izquierdo somero del canal de gravas (afluente de agua subterránea lateral a la corriente principal, véase corte), causado por el espesor pequeño, la inclinación alta de la base del acuífero y la permeabilidad reducida en esta parte
- (7) Efluencia del agua subterránea en un canal debajo de una planta hidroeléctrica (flechas)
- (8) Influencia de agua por fugas del Canal (flechas)

Como lo muestran estos ejemplos, la construcción de la carta piezométrica tiene que tomar en consideración las condiciones hidrogeológicas. Una construcción mecánica, basándose solamente en los triángulos hidrológicos, puede producir errores (véase figuras 43a 43b y 44).

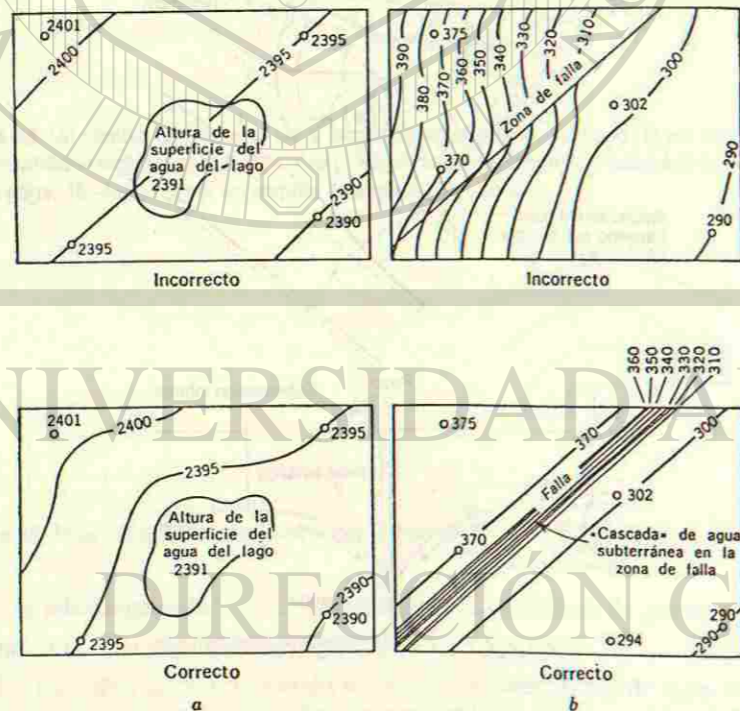
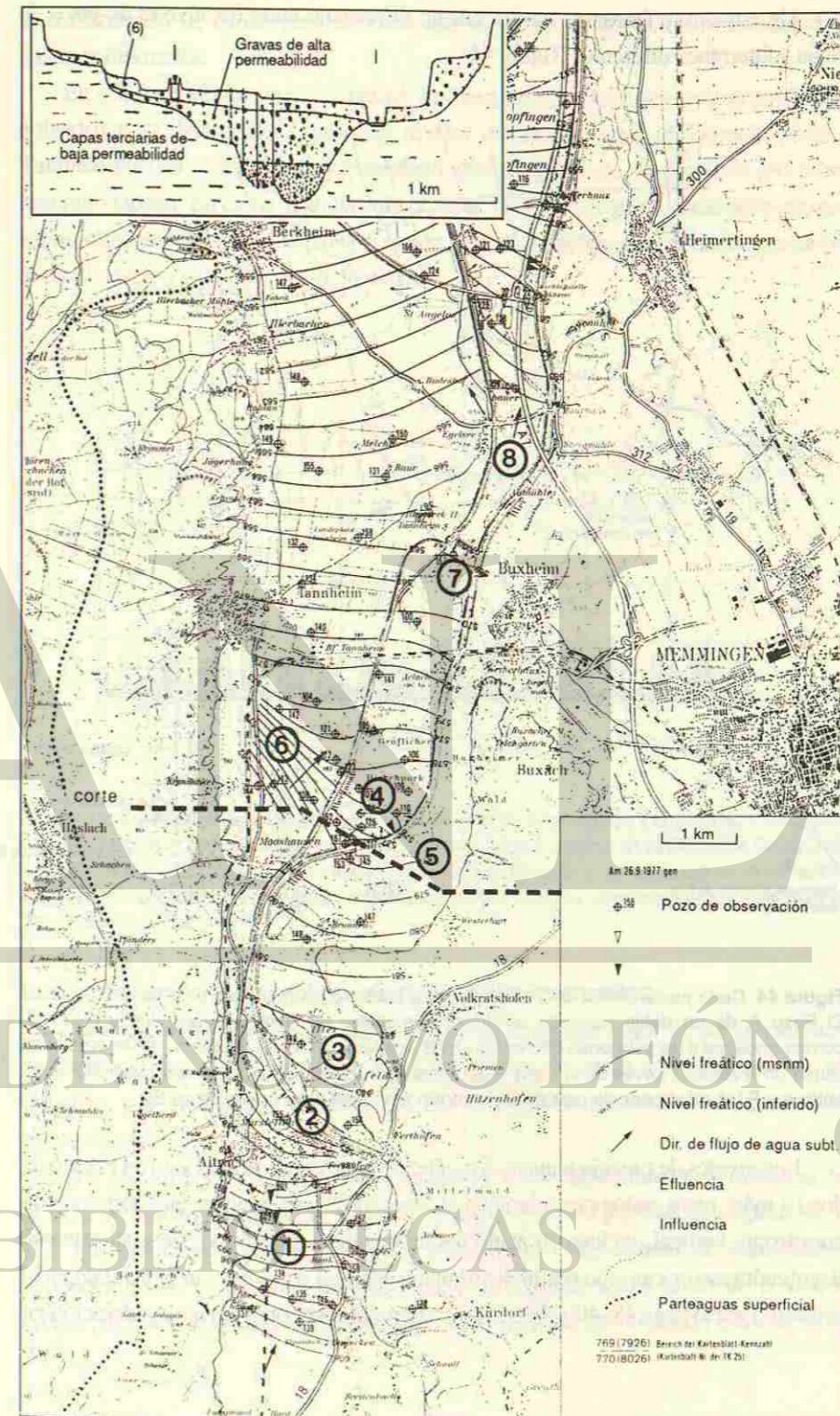


Figura 43: Errores más frecuentes encontrados en las cartas de superficies freáticas en zonas de depresiones topográficas ocupadas por lagos (a) y en zonas con fallas de permeabilidad reducida (b).— Tomado de DAVIS & DE WIEST (1971)



Un error muy frecuente ocurre por no diferenciar entre los niveles de pisos de agua subterránea diferentes (figura 44).

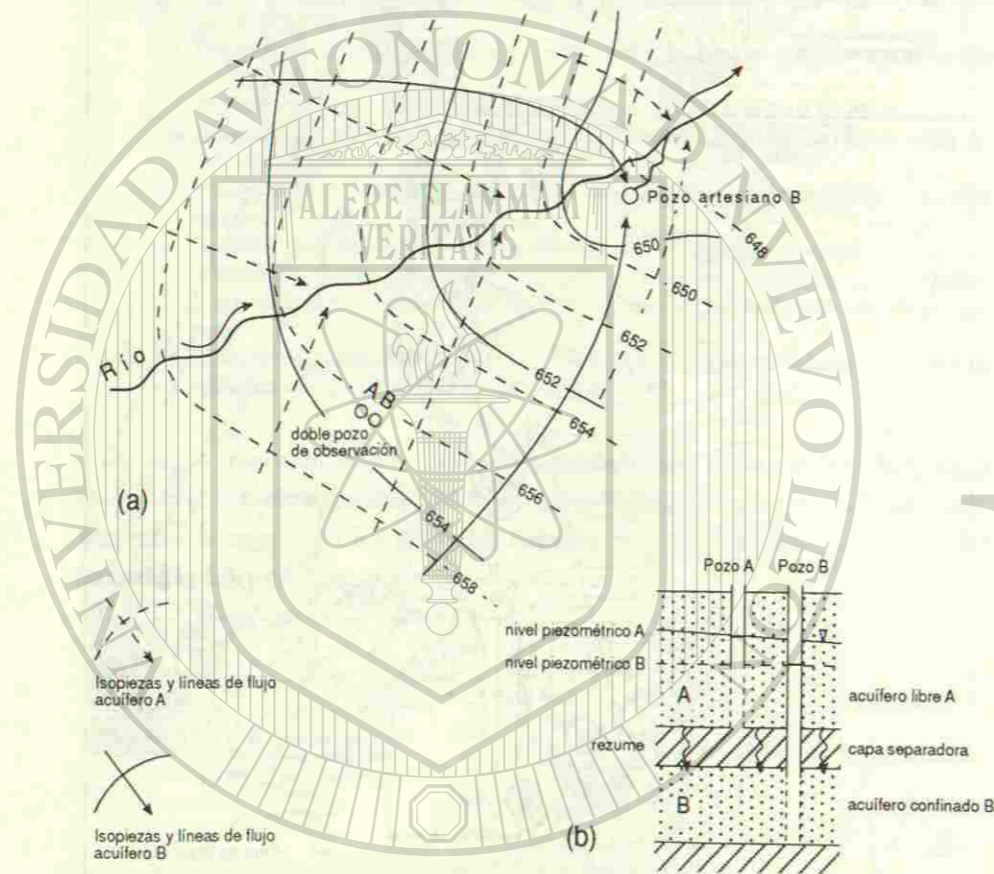


Figura 44: Carta piezométrica de 2 pisos de agua subterránea (a), y en corte (b).— El Pozo A de un doble pozo de observación muestra un nivel más alto que el pozo B, correspondiente a las presiones diferentes en los acuíferos A y B. La diferencia de las presiones causa un rezume a través de la capa separadora. Por los gradientes piezométricos diferentes entre A y B las relaciones de presión se invierten arriba del pozo artesiano en B.

Los niveles de presión pueden depender de la profundidad, no solo en el caso de dos (o más) pisos geológicos, claramente separados, sino también en acuíferos con anisotropía vertical, incluso en acuíferos homogéneos e isotrópicos de gran espesor. Este fenómeno es causado por la distribución espacial del potencial hidráulico en el acuífero (véase págs. 48, 49 y figura 55), y tiene que ser tomado en consideración en

la construcción de cartas piezométricas que se basan en pozos de profundidades bastante diferentes.

En acuíferos libres con nivel freático profundo a menudo se encuentran acuíferos colgados muy delimitados, causando niveles demasiado altos en algunos pozos. También pueden ocurrir niveles demasiado altos en pozos de observación con tubo ranurado tapado. En casos de duda vale la regla: Los niveles bajos generalmente son los niveles auténticos o principales. En cada caso de duda hay que checar la exactitud de la nivelación y de la medición del nivel.

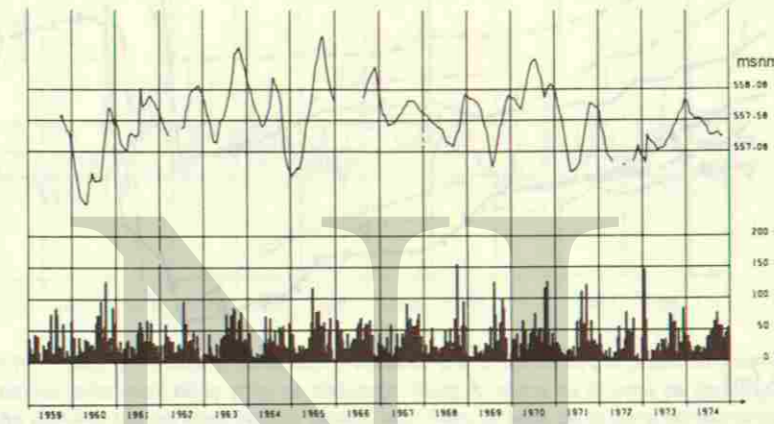


Figura 45: Curva de variación piezométrica de un pozo de observación y las sumas mensuales de precipitación (1959–1974), tomado de una carta hidrogeológica (HYDROGEOLOGISCHE KARTE, 1980).— Se observan las variaciones de la precipitación y su influencia en la variación del nivel freático. Nótese las variaciones anuales así como los años o períodos secos (1959, 1972/73) y húmedos (1961–66)

Las variaciones meteorológicas del nivel piezométrico

Las variaciones del nivel piezométrico dependen en primer lugar de las variaciones de la precipitación (figuras 45 y 46). Las curvas de variación piezométrica se obtienen por mediciones regulares o por el registro automático de pozos de observación.

Las amplitudes de las variaciones piezométricas se aumentan con la distancia de la zona de descarga y alcanzan valores máximos cerca del parteaguas (figuras 47 y 48). Las variaciones del escurrimiento subterráneo y del caudal de manantiales dependen de las variaciones del gradiente piezométrico, según la ley de DARCY (véase págs. 45–48), así como por el espesor del acuífero en el sentido estricto.

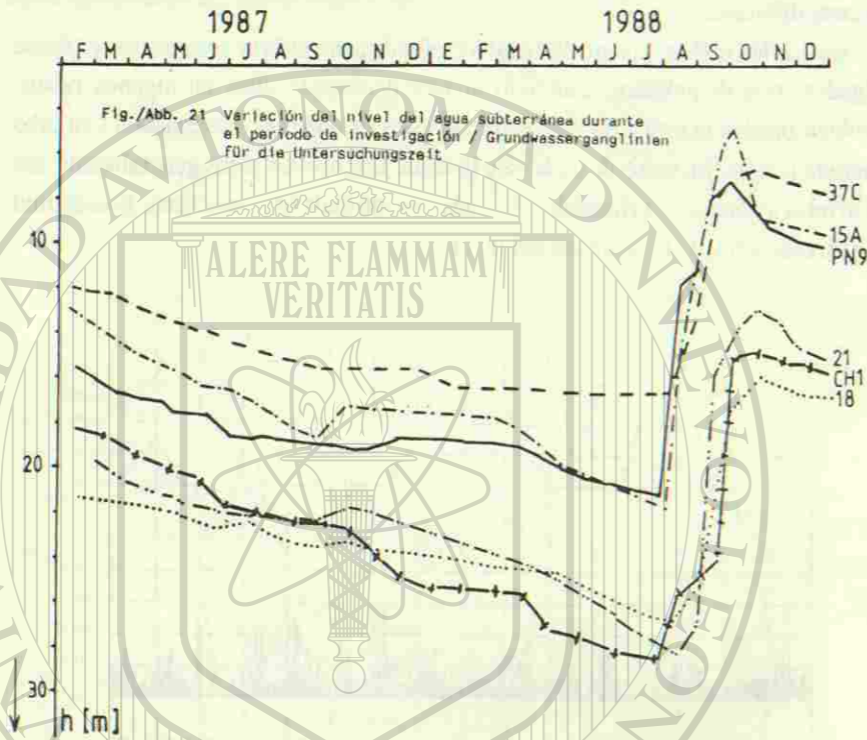


Figura 46: Influencia de las torrenciales lluvias del huracán Gilberto (16-17 Sept. 1988) en el nivel piezométrico del acuífero fracturado de las lutitas de la Formación Méndez del Cretácico Superior, medido en 6 pozos de observación (Linares N.L., México). Las precipitaciones alcanzaron la cantidad enorme de 280 mm/24 h. En total, la precipitación en los meses Agosto y Septiembre subió a 762 mm. Estas precipitaciones extremas causaron un ascenso del nivel piezométrico de 15-17 m. En el año 1987 las precipitaciones de Agosto-Septiembre habían estado tan débiles, que la tendencia del nivel piezométrico a la baja apenas se interrumpía.— Tomado de RANGEL (1989)

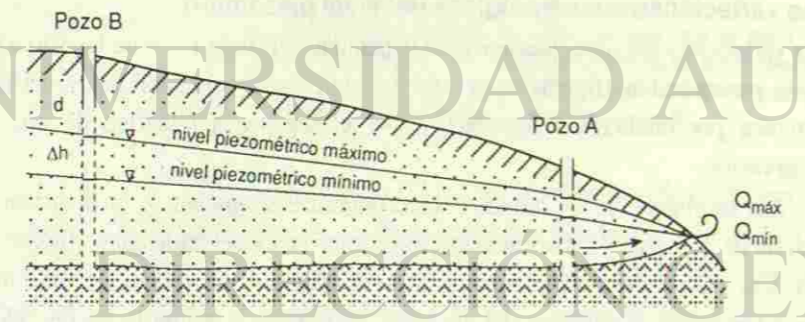


Figura 47: Corte esquemático mostrando las amplitudes diferentes del nivel piezométrico cerca de la descarga (Pozo A) y lejos de la misma (Pozo B).—
 d: Distancia entre el nivel piezométrico y la superficie
 Δh: Variación del nivel piezométrico

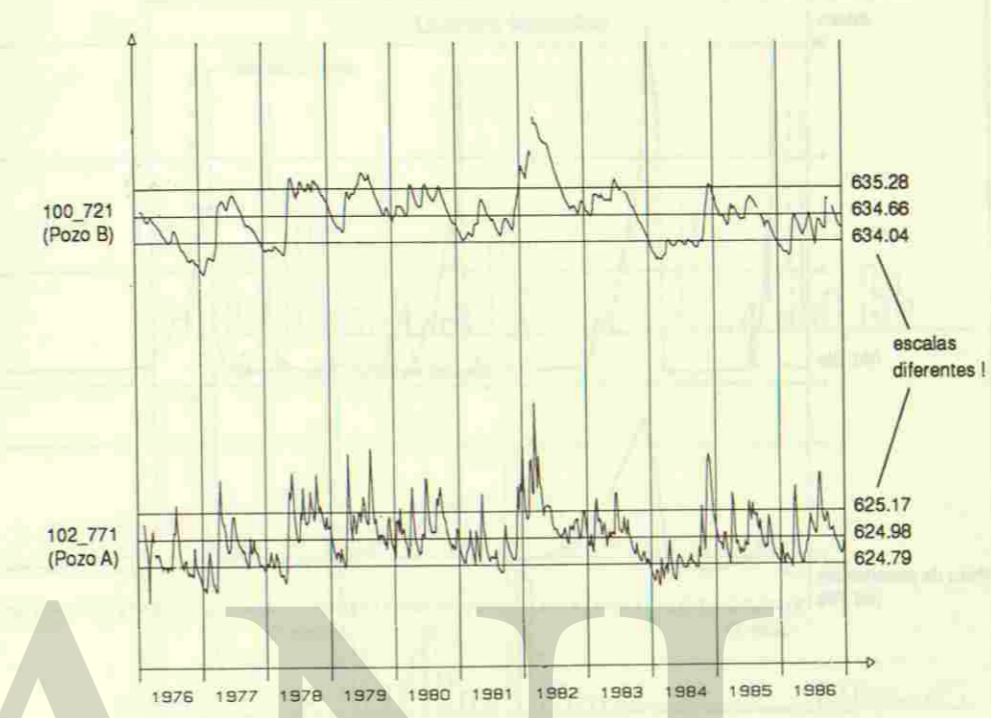


Figura 48: Gráfica que muestra las curvas de variación piezométrica de dos pozos de observación de distancias diferentes de la zona de descarga. Pozo A: cerca de la zona de descarga, con pequeña profundidad del nivel freático (aprox. 4m); Pozo B: lejos de la zona de descarga, con mayor profundidad del nivel freático (aprox. 14m). Se observa que la curva del pozo B tiene variaciones más grandes, sin embargo más equilibradas que las del pozo A, debido a la amortiguación por la filtración lenta del agua a través de la zona no saturada de gran espesor.— Tomado de una carta hidrogeológica (HYDROGEOLOGISCHE KARTE, 1989)

En la cercanía de ríos las variaciones piezométricas de los pozos de observación dependen de las variaciones del nivel del río (figuras 49 y 65).

Las variaciones del nivel piezométrico dependen no solamente de las variaciones meteorológicas, sino también de otros factores locales, como lo es el almacenamiento de agua en el suelo o por el consumo de agua por la vegetación (figura 50).

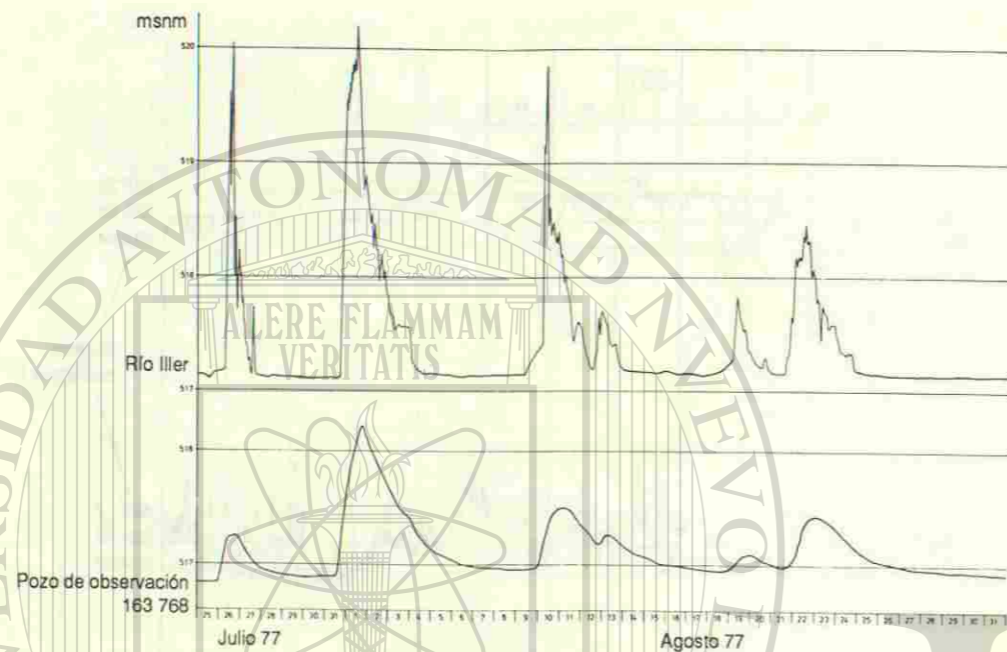
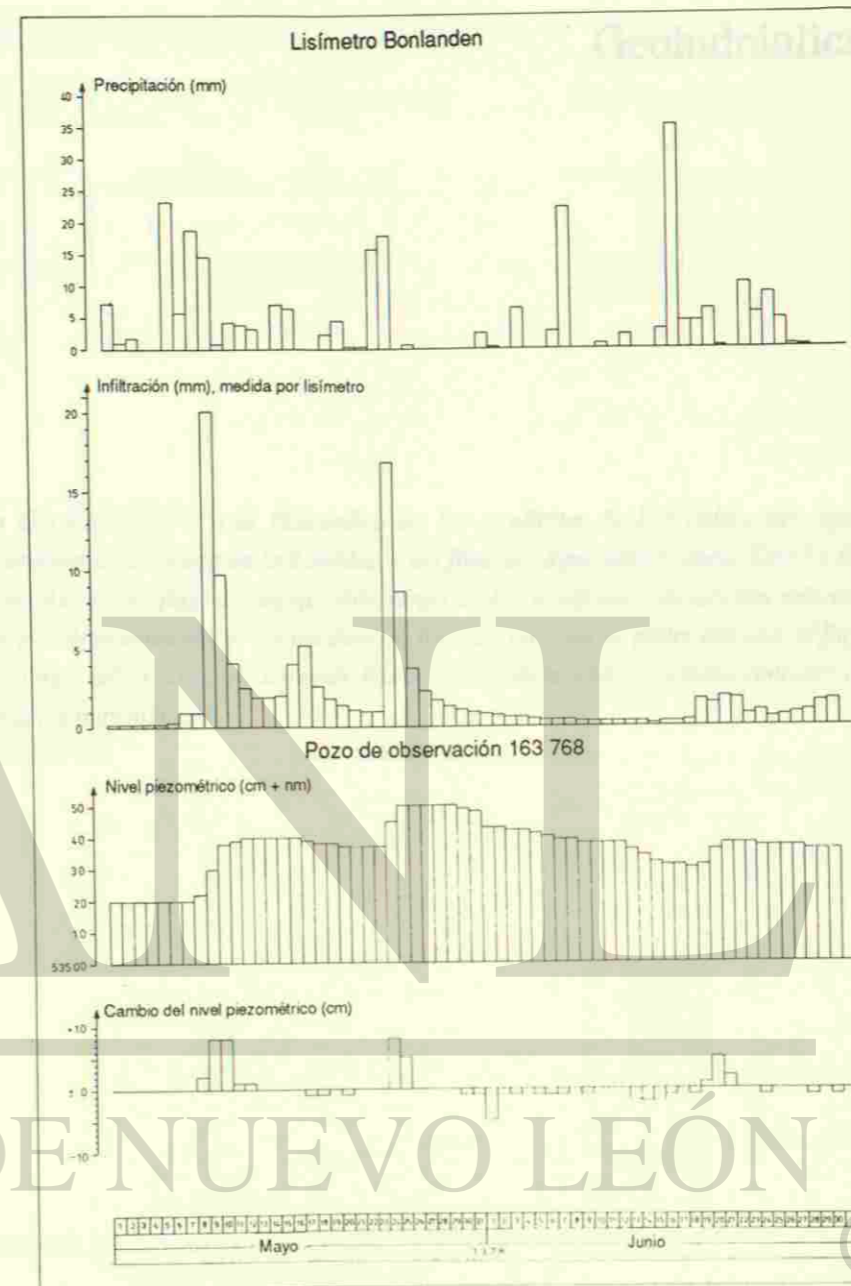


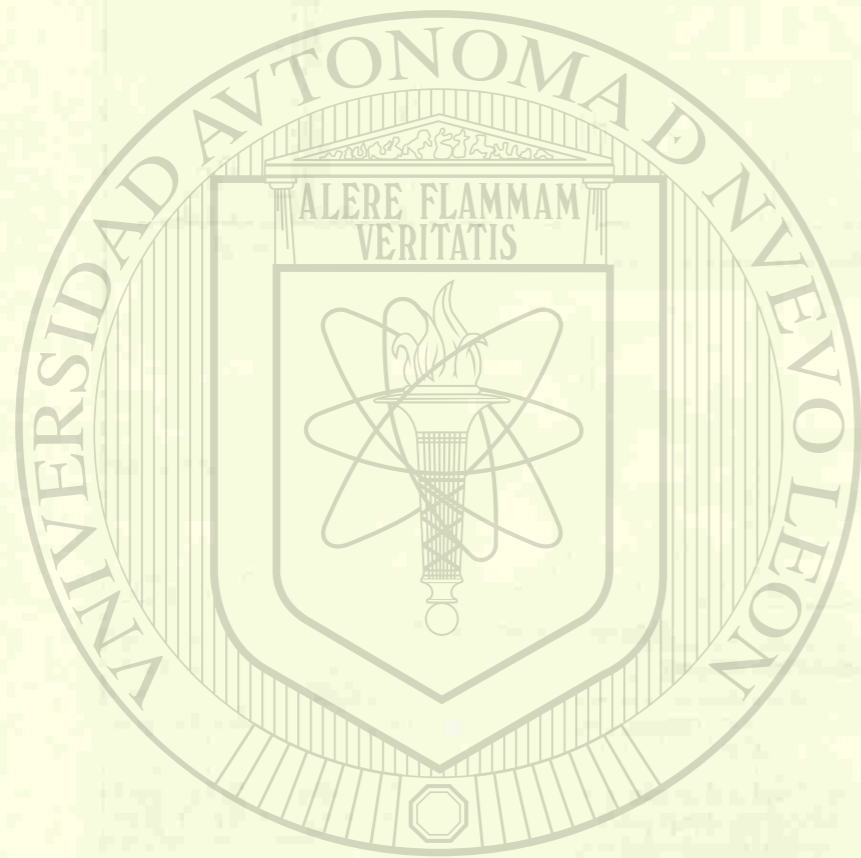
Figura 49: Variaciones piezométricas de un pozo de observación (abajo), causadas por las variaciones del nivel del río infiltrando en el acuífero (arriba). Se ve una reacción casi espontánea en las avenidas, sin embargo se presenta un retraso después de cada evento.— Tomado de una carta hidrogeológica (HYDROGEOLOGISCHE KARTE, 1989)

Figura 50 (página opuesta): Influencia de eventos de precipitación en la cantidad de infiltración, medida con un lisímetro (fig. 10), y en el nivel piezométrico, medido por un pozo de observación cerca del lisímetro. Se observa que las precipitaciones de Mayo causaron infiltraciones y ascensos marcados del nivel piezométrico, mientras que las precipitaciones de la primer mitad de Junio causaron poca infiltración, ya que, contrario a Mayo, la alta capacidad de campo del suelo seco y la evapotranspiración de la vegetación desarrollada consumían casi todo el agua precipitada.— Tomado de una carta hidrogeológica (HYDROGEOLOGISCHE KARTE, 1980)



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



La Geohidráulica (o la Hidráulica de los Acuíferos, la Hidráulica del Agua Subterránea) se ocupa de la cantidad y del flujo del agua subterránea. Estudia las leyes físicas del flujo del agua subterránea en los acuíferos y desarrolla métodos para la determinación de los parámetros físicos, con el fin de poder calcular el flujo del agua subterránea en sistemas hidrológicos, incluyendo el establecimiento de modelos matemáticos.

UANE

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



El flujo del agua en el acuífero

La ley de DARCY

La ley de DARCY describe la relación entre la cantidad o la velocidad de flujo del agua, la permeabilidad del acuífero y el gradiente piezométrico (o gradiente hidráulico).

Para estudiar las leyes físicas del flujo del agua subterránea Henri DARCY (Dijon, Francia) realizó experimentos de laboratorio cuyos resultados publicó en 1856. Para esto utilizó el dispositivo vertical, que es presentado esquemáticamente en la figura 51.

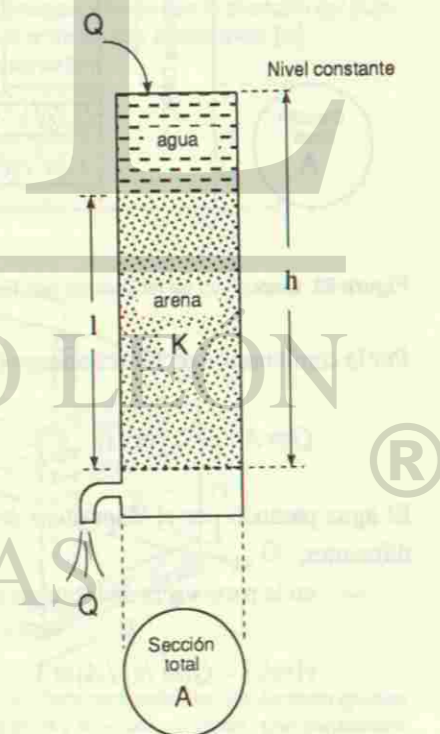


Figura 51: Dispositivo vertical de DARCY.

— Según CASTANY (1982).

Parámetros del dispositivo:

- A: área de sección [m²]
- l: largo de la columna de arena [m]
- h: largo de la columna de agua (potencial hidráulico) [m]
- Parámetro medido:
- Q: caudal del agua pasando por el dispositivo [m³/s]

DARCY mostró, que el caudal Q que se filtra por la columna de arena en el dispositivo dado, depende de un coeficiente de proporcionalidad K del material respectivo:

$$Q[m^3/s] = K[m/s] \cdot A[m^2] \cdot h/l \quad (1)$$

K fue definido por DARCY como "el coeficiente, dependiente de la permeabilidad de la capa", se llama *coeficiente de permeabilidad o conductividad hidráulica*.

En un dispositivo de laboratorio de flujo lateral con área de sección A (figura 52), se puede mostrar que el caudal Q del agua filtrándose por la arena con coeficiente de permeabilidad K , corresponde a un *gradiente hidráulico* i :

$$i = \Delta h / \Delta l \text{ [sin dim.]} \quad (2)$$

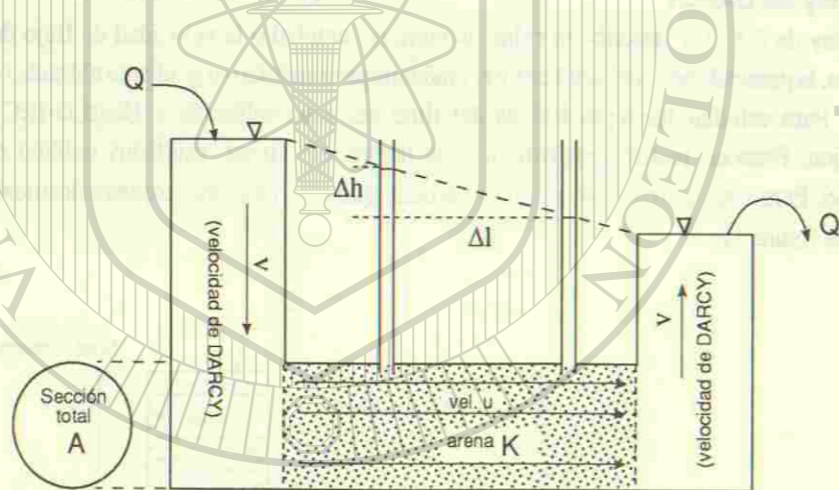


Figura 52: Dispositivo de laboratorio con flujo horizontal.— Según CASTANY (1982).

Por la combinación de las ecuaciones (1) y (2) vale

$$Q = A \cdot K \cdot i \text{ [m}^3\text{/s]} \quad (3)$$

El agua pasando por el dispositivo de la figura 52 tiene dos velocidades de flujo diferentes:

— en la parte vacía de los tubos el agua fluye con la *velocidad de DARCY*.

$$v[m/s] = Q[m^3/s] / A[m^2] \quad (4)$$

— en la sección del tubo rellena de arena, el agua fluye con la *velocidad de distancia* u , que es más grande que la velocidad de DARCY, ya que el área de sección libre está reducida a los poros de la arena (véase págs. 59 y 60).

Aplicación de la ley de DARCY en el campo

La aplicación de la ley de DARCY en los acuíferos se ilustra mediante la figura 53 para acuíferos no confinados y en la figura 54 para acuíferos confinados.

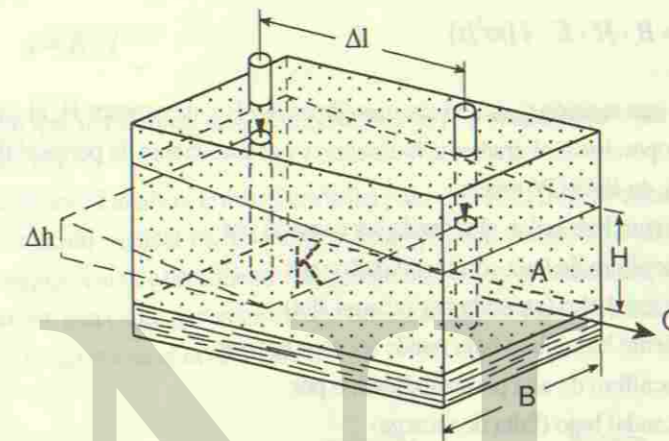


Figura 53: Los parámetros de la Ley de DARCY en un acuífero libre. El gradiente hidráulico $i = \Delta h/\Delta l$ se mide por medio de dos piezómetros ubicados en la dirección del flujo.
 Δh : diferencia de altura del nivel piezométrico entre los dos piezómetros [m]
 Δl : distancia horizontal entre los dos piezómetros [m]
 B : ancho de la sección de flujo [m]
 H : altura del acuífero [m] (variable)
 $A=B \cdot H$: sección de flujo [m²] (variable)
 K : coeficiente de permeabilidad [m/s]
 Q : caudal de flujo [m³/s]

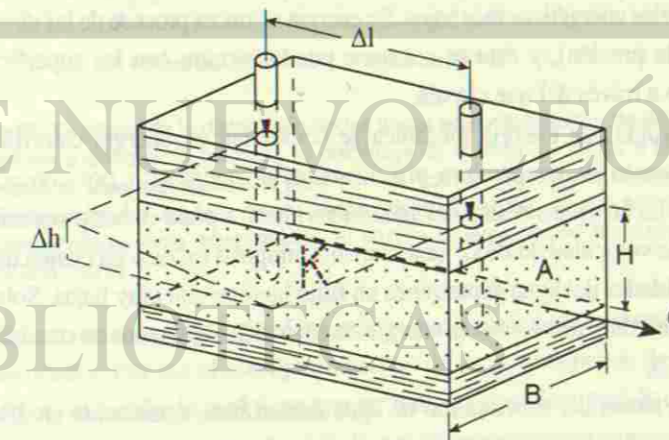


Figura 54: Los parámetros de la ley de DARCY en un acuífero confinado. Son parámetros iguales a los del acuífero no confinado (figura 53), sin embargo, H y A no son variables, sino constantes

En el acuífero libre el espesor del acuífero H (y con esto A) es variable por las variaciones temporales del nivel freático libre, mientras que en el acuífero confinado H (y con esto A) es constante ya que está fijado por la estructura geométrica del acuífero.

Así como en los dispositivos experimentales la ley de DARCY se aplica, así también ocurre en ambos tipos de acuífero. La ley de DARCY se presenta aquí en la forma siguiente:

$$Q = B \cdot H \cdot K \cdot i \quad [m^3/s] \quad (5)$$

Entonces en una sección dada del acuífero de ancho B y de espesor H , el caudal de flujo Q es proporcional al gradiente hidráulico i y al coeficiente de permeabilidad K .

De la ley de DARCY resulta:

- Un gradiente hidráulico alto puede ser causado por
 - un acuífero de baja permeabilidad, o por
 - un caudal alto (causado por recarga alta)
- Un gradiente hidráulico bajo puede ser causado por
 - un acuífero de alta permeabilidad, o por
 - un caudal bajo (falta de recarga)

(Véase figura 38).

El caudal de agua subterránea Q por unidad de ancho B (p.ej. 100 m) se puede calcular, si H , K e i son conocidos.

El potencial hidráulico. Flujo de agua subterránea en tres dimensiones

El flujo del agua subterránea por el medio poroso (el acuífero) es causado por el potencial hidráulico. El agua se mueve desde los niveles de energía potencial más altos a los niveles energéticos más bajos. Su energía entonces procede de las diferencias de nivel (o de presión), y ésta se consume por la fricción con las superficies del medio rocoso a través del que circula.

Estas pérdidas de energía mecánica se convierten en energía calorífica, que causa un aumento de temperatura prácticamente no medible y por consecuencia despreciable. La energía cinética del agua subterránea, a pesar de ser proporcional al cuadrado de la velocidad de flujo, generalmente tampoco se toma en cuenta debido a que las velocidades del agua subterránea en flujo laminar son muy bajas. Solamente donde ocurre un flujo turbulento, la energía cinética debe ser tomada en consideración (véase pág. 53).

Según la teoría del movimiento de agua subterránea, establecida en 1940 por HUBBERT, el potencial hidráulico del agua subterránea está definido como la

energía mecánica por la unidad de peso del fluido (agua). El potencial hidráulico en cualquier lugar del acuífero corresponde al nivel piezométrico o a la presión del agua subterránea en ese mismo lugar. La diferencia de potencial entre dos puntos en una línea de flujo de agua subterránea es la pérdida de energía por la distancia entre ellos, en otras palabras, el gradiente hidráulico (o piezométrico) i (pág. 31). Ya que la pérdida de energía es proporcional a la velocidad del agua, existe proporcionalidad directa entre la velocidad de flujo y el gradiente piezométrico:

$$v = K \cdot i \quad (6)$$

ecuación que se reconoce como la ley de DARCY, si sustituimos v por Q/A según la ecuación (3).

La figura 55 muestra la distribución del potencial y del flujo de aguas subterráneas en una sección vertical de un acuífero homogéneo e isótropo de alto espesor. Las líneas equipotenciales realmente son planos curvos equipotenciales, cortadas por la sección. En una carta piezométrica, las isopiezas representan la intersección de estos planos curvados con el nivel freático.

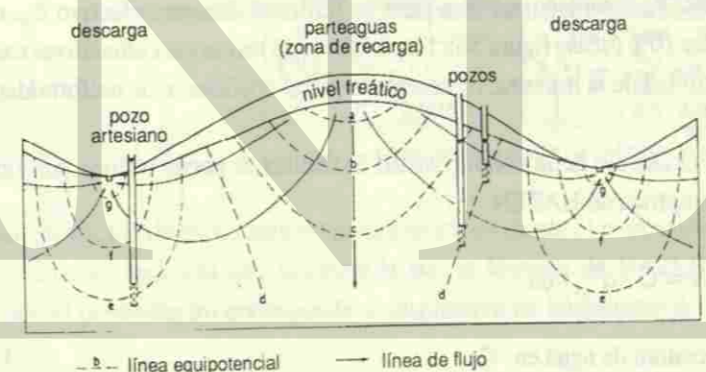


Figura 55: Esquema de la distribución de las líneas equipotenciales y de flujo en un acuífero homogéneo e isótropo. El potencial se disminuye de la línea (a) rumbo a las líneas (g), con diferencias de potencial iguales de línea a línea. Los dos pozos a la derecha tienen niveles piezométricos iguales a pesar de sus profundidades diferentes, ya que sus partes ranuradas alcanzan la misma línea equipotencial. El pozo a la izquierda es artesiano.— Tomado de VILLINGER (1977)

En un mismo lugar pueden existir potenciales diferentes en diferentes profundidades. Por eso el nivel piezométrico de un pozo depende de la profundidad de su parte ranurada, lo cual tiene que ser tomado en cuenta para la construcción de cartas piezométricas (véase pág. 36). En un pozo totalmente ranurado se observan flujos verticales según las diferencias de potencial.

En las zonas bajas del área de descarga los pozos profundos pueden ser artesianos, sólo por la situación topográfica y la distribución del potencial, sin que exista una capa confinante (figura 55, pozo izq.). Esta tendencia es reforzada si existe una anisotropía vertical del acuífero.

La teoría de potencial en forma de ecuaciones diferenciales tiene gran importancia en el estudio matemático del movimiento del agua subterránea, especialmente si se trata de movimientos en tres dimensiones, p.ej. en el establecimiento de modelos de flujo de agua subterránea FREEZE y CHERRY (1979).

La conductividad hidráulica de acuíferos de poros

La *conductividad hidráulica*, conocida también como el *coeficiente de permeabilidad* K depende de la composición granulométrica del acuífero de poros (gravas, arenas y mezclas de ambos, con adiciones de limo). La composición litológica de los acuíferos de poros se determina por *estudios granulométricos*. Para el cálculo de la conductividad hidráulica se desarrollaron métodos y fórmulas en base a curvas granulométricas cumulativas, obtenidas por análisis granulométricos de muestras de material tomadas del acuífero.

Para la conductividad hidráulica de una mezcla litológica, la parte de grano fino es decisiva. Para caracterizar esta parte se utiliza el diámetro efectivo d_{10} , obtenido por el valor 10% (véase figura 56). La pendiente de las curvas cumulativas caracteriza la uniformidad de la muestra, representada por el coeficiente de uniformidad

$$U = d_{60}/d_{10}$$

Para el cálculo de la conductividad hidráulica se puede utilizar por ejemplo la fórmula empírica de HAZEN:

$$K = C \cdot d_{10}^2 \text{ m/s}$$

(t = temperatura de agua en °C)

donde:

$$C = 0.7 + 0.03t / 86.4$$

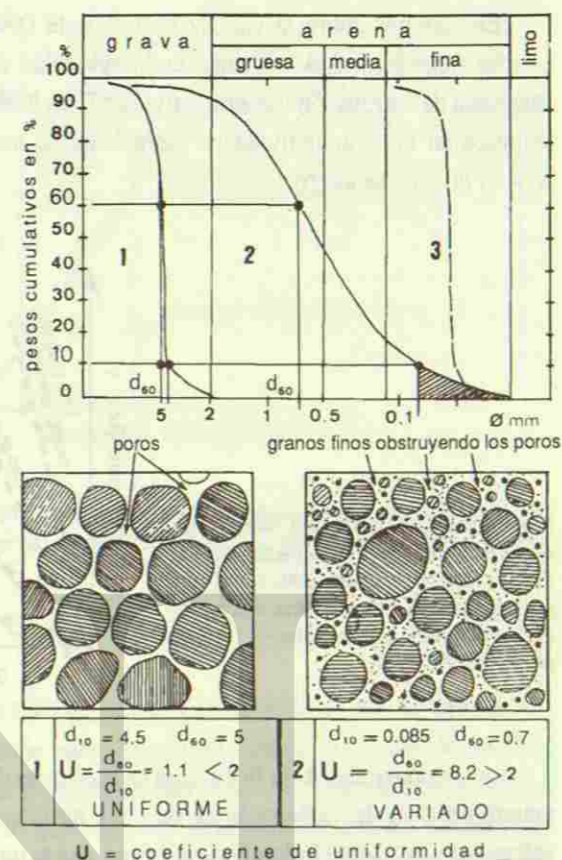
La fórmula se puede aplicar solamente, si $U < 5$.

Generalmente la determinación de la conductividad hidráulica por el método granulométrico es muy inexacto y poco confiable, ya que

- por la heterogeneidad de los acuíferos pocas muestras analizadas no representan el total del acuífero,
- por la mezcla de grano muy variado dentro de una muestra las fórmulas empíricas aplicadas tienen baja exactitud.

Figura 56: Valoración de un acuífero de poros por su granulometría. — Corregido de CASTANY (1982)

- 1 grava de granulometría uniforme
- 2 grava arenosa de granulometría variada
- 3 arena fina de granulometría uniforme



La determinación de la conductividad hidráulica mediante el permeámetro en el laboratorio es más inexacta que la obtenida por la fórmula de HAZEN. Por su construcción el permeámetro corresponde al dispositivo de laboratorio de DARCY (figura 51)

En la hidrogeología la determinación de la conductividad hidráulica mediante métodos de campo (ensayos de bombeo, véase págs. 70-79) generalmente tiene preferencia a los métodos arriba mencionados.

Los límites de la ley de DARCY

La ley de DARCY tiene límites en su aplicación en las rocas de permeabilidad muy baja y en los acuíferos de permeabilidad muy alta. Estos límites se conocen como límite inferior y superior de validez de la ley.

El límite inferior de validez

Tiene importancia para acuíferos de permeabilidad baja (arenas finas-limo-arcillas, véase figura 57).

En estudios sobre la validez de la ley de DARCY se utiliza el concepto del caudal específico $Q/A = v$, que es la velocidad de DARCY (ecuación 4). En el diagrama de correlación v contra i (figura 57) las líneas rectas de pendientes diferentes representan las conductividades hidráulicas de materiales de acuífero diferentes: $K = v/i$ m/s (ecuación 6).



Figura 57: Dependencia del caudal específico v del gradiente piezométrico i . En las curvas de los materiales finos (poco permeables) se observa una desviación de la línea recta hacia arriba.— Tomado de STOBER (1989)

Las desviaciones de la línea recta en las curvas de la figura 57 indican que en los materiales finos los valores bajos de i y v terminan con la proporcionalidad entre velocidad y gradiente hidráulico. Así pues, existe un límite de la validez de la ley de DARCY en acuíferos de permeabilidad baja. En los poros muy finos de estos materiales, las películas de agua adsorptiva en las superficies de los granos (véase figura 12a y b) no son despreciables para el movimiento del agua libre, como lo es en los acuíferos de permeabilidad alta. El agua adsorbida por fuerzas eléctricas tiene viscosidad muy alta, tapando así los poros parcialmente. Su grado de viscosidad depende entre otros de la presión, en el sentido de que la viscosidad aumenta con el descenso del gradiente hidráulico, lo que significa un descenso de la conductividad con gradiente descendiendo (áreas prelineales de las curvas figuras 57 y 58), mientras que dentro del *área lineal* de las curvas la conductividad hidráulica es independiente del gradiente i . Entonces en el *área prelineal* la ley de DARCY pierde su validez.

Por las grandes dificultades experimentales vinculadas con las rocas de permeabilidad baja, la existencia de un *área sin flujo* (figura 58) es un aspecto que actualmente se encuentra en discusión. Según SCHILDKNECHT y SCHNEIDER (1987) la existencia de un *área sin flujo* es improbable —resultado muy importante para preguntas de la deposición de desechos tóxicos y radioactivos

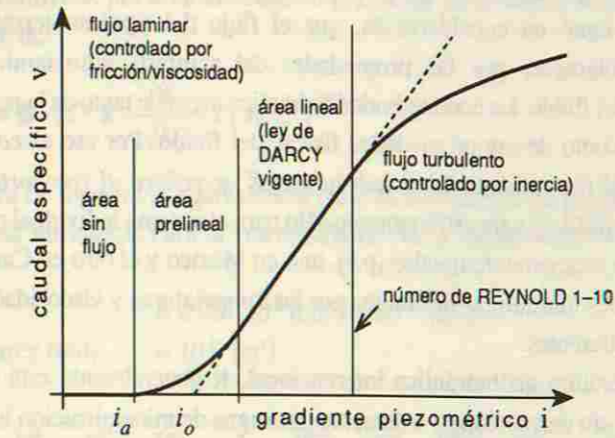


Figura 58: Validez de la ley de DARCY, presentada en un diagrama esquemático de la relación entre el caudal específico $v = Q/A$ y el gradiente piezométrico i .— Tomado de STOBER (1989)
 i_o : gradiente de límite
 i_a : gradiente de inicio

El límite superior de validez

Está marcado por el número de REYNOLD 1-10, véase figura 58. El número de REYNOLD se refiere a la relación entre fuerzas de inercia y fuerzas de fricción interna (viscosidad) en el flujo de líquidos. En este rango, el flujo laminar se cambia en flujo turbulento (figura 59), lo que ocurre en acuíferos con permeabilidad muy alta (p.ej. canales cársticos). El flujo turbulento es dominado por fuerzas de inercia las cuales consumen energía adicional (energía cinética, véase pág. 48). Esto causa una desviación de la línea recta hacia abajo (figura 58), lo que significa un aumento reducido de la conductividad hidráulica, aumentando el gradiente piezométrico. En esta parte de la curva se constata entonces una dependencia de la conductividad hidráulica del gradiente piezométrico lo que ya no corresponde a la ley de DARCY.

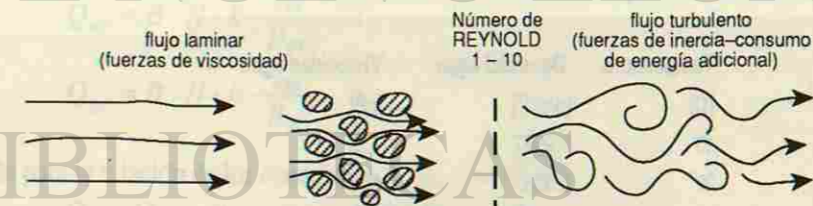


Figura 59: Flujo laminar-flujo turbulento.— El flujo laminar está dominado por las fuerzas de viscosidad, el flujo turbulento por fuerzas de inercia.

Conductividad hidráulica–permeabilidad intrínseca

DARCY no tomó en consideración, que el flujo del agua subterránea no esté controlado solamente por las propiedades del acuífero, sino también por las propiedades del fluido. La conductividad hidráulica depende tanto de la permeabilidad del acuífero como de las propiedades físicas del fluido. Por eso el *coeficiente de permeabilidad (la conductividad hidráulica) K se refiere al comportamiento del sistema roca–fluido* y vale estrictamente sólo para el sistema individual considerado. Dos acuíferos exactamente iguales (p.ej. uno en México y el otro en Canadá) tienen conductividades hidráulicas diferentes por las temperaturas y viscosidades del agua subterránea diferentes.

En la literatura geohidráulica internacional, K generalmente está considerada como vigente sin correcciones, solamente para agua de mineralización baja y de una temperatura de 10–20°C. Según eso, todas las conductividades hidráulicas determinadas en los acuíferos de las latitudes bajas con temperaturas > 20°C, teóricamente deberían ser corregidas.

La constante específica de permeabilidad de la roca es la *permeabilidad intrínseca* k. Para la conversión de la conductividad hidráulica en la permeabilidad intrínseca vale:

$$k = \frac{K \cdot \mu}{\gamma} \text{ [darcy]} \quad (7)$$

La unidad *darcy* tiene dimensión de área y es utilizada en la ingeniería de hidrocarburos.— La fórmula contiene los parámetros siguientes:

μ : viscosidad (resistencia interna de un líquido a fluir) [cP] (= centipoise)

$\gamma = \rho \cdot g$: peso específico [N/m³], en lo cual

ρ : densidad [g/cm³]

g : aceleración de la gravedad [m/s²].

La viscosidad μ depende de la temperatura, la densidad ρ de la temperatura, de la presión y del contenido de sustancias disueltas. Como se ve en tabla 3, la viscosidad es más importante para la conductividad hidráulica que la densidad.

Temperatura [C]	Densidad agua [g/cm ³]	Viscosidad agua [cP]
10	0.9997	1.31
20	0.998	1.00
40	0.992	0.65

Tabla 3: Valores de densidad y de viscosidad de agua para 3 temperaturas seleccionadas.

Si se sustituye K por k en la ecuación (5), la ley de DARCY se presenta en su forma completa:

$$Q = B \cdot H \cdot k \cdot \frac{\gamma}{\mu} \cdot i \text{ [m}^3/\text{s]} \quad (8)$$

La figura 60 muestra la equivalencia entre el coeficiente de permeabilidad y la permeabilidad intrínseca. Para la conversión de darcy en unidades de área vale lo siguiente:

$$1 \text{ darcy} = 0.987 \cdot 10^{-8} \text{ [cm}^2] \approx 10^{-12} \text{ [m}^2]$$

$$1 \text{ mieldarcy (md)} \approx 10^{-15} \text{ [m}^2]$$

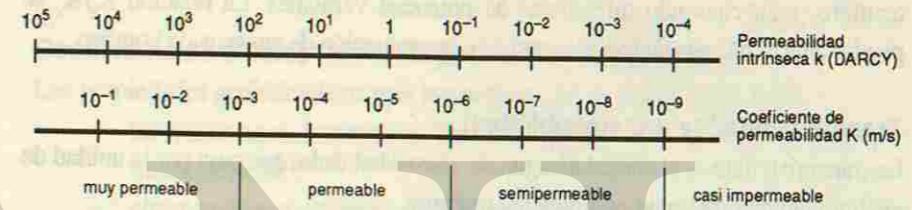


Figura 60: Equivalencia entre el coeficiente de permeabilidad K y la permeabilidad intrínseca k para agua dulce de 15°C.— Tomado de LANGGUTH & VOIGT (1980).

En la hidrogeología de aguas subterráneas frías se utiliza normalmente la conductividad hidráulica K. En la hidrogeología de aguas termales se utiliza normalmente la conductividad hidráulica K en forma corregida (p.ej. con referencia a agua dulce de 20°C), lo que por consiguiente corresponde a la permeabilidad intrínseca.

Ejemplo: Se compara el flujo de agua fría de 20°C con el flujo de agua termal de 40°C por el mismo acuífero de permeabilidad k bajo el mismo gradiente hidráulico i. (En este caso la diferencia de las densidades es despreciable.) Ya que

$$Q_{40^\circ} = B \cdot H \cdot k \cdot \frac{\gamma_{40^\circ}}{\mu_{40^\circ}} \cdot i \quad (9)$$

y

$$Q_{20^\circ} = B \cdot H \cdot k \cdot \frac{\gamma_{20^\circ}}{\mu_{20^\circ}} \cdot i \quad (10)$$

vale para la relación de los caudales, $\gamma_{40^\circ} : \gamma_{20^\circ}$ siendo ≈ 1 :

$$Q_{40^\circ} : Q_{20^\circ} = \mu_{20^\circ} : \mu_{40^\circ} = 1.00 : 0.65 = 1.54,$$

(valores μ tomados de la tabla 3).

Según eso por el mismo acuífero pasan 1.54 veces más agua termal que agua fría.

La anisotropía de permeabilidad

No solamente los acuíferos de grietas y cársticos (véase págs. 84-90) sino también los acuíferos de poros muestran el fenómeno de la anisotropía de permeabilidad horizontal y vertical. Lo más importante es la anisotropía vertical, causada por la estratificación horizontal de los paquetes de sedimentos sueltos. Para poder cuantificarla, se diferencia en un *coeficiente de permeabilidad horizontal* K_h y un *coeficiente de permeabilidad vertical* K_v . Normalmente vale

$$K_h > K_v$$

La anisotropía vertical tiene efecto en la repartición del potencial dentro de un acuífero, p.ej. causando diferencias de potencial verticales. La relación K_h/K_v se puede determinar por métodos especiales de evaluación de ensayos de bombeo.

Transmisividad (y transmisibilidad)

La transmisividad es el caudal de agua de viscosidad dada, que pasa por la unidad de anchura del acuífero bajo un gradiente unitario:

$$T [m^2/s] = \frac{Q [m^3/s]}{B [m] \cdot i [sin dim.]} \quad (11)$$

Véase figs.53 y 54. Los parámetros son definidos en figura 53.

Si $B = 1$ y $\Delta h / \Delta l = 1$, la transmisividad T corresponde al caudal Q .
 Ya que $Q = K \cdot A \cdot i$ (ley de DARCY, ecuación 3)
 y $A = B \cdot H$,

vale: $T = K \cdot H [m^2/s]$, (12)

lo que significa, que la *transmisividad es el producto de la conductividad hidráulica por el espesor del acuífero*.

Ya que K normalmente varía dentro del perfil del acuífero, la transmisividad se describe también por la fórmula más general:

$$T = \int_0^H K \cdot dH \quad (13)$$

Ya que en los acuíferos no confinados H es variable (pág. 47), T también es variable, mientras que en los acuíferos confinados es constante.

La transmisividad T se determina directamente por ensayos de bombeo (véase págs. 70-79). Si se conoce la transmisividad T , el gradiente piezométrico i y la

anchura del flujo de agua subterránea B , se puede calcular el caudal Q del flujo sin conocimiento de la conductividad hidráulica K y del espesor de acuífero H según (13):

$$Q = B \cdot T \cdot i [m^3/s], \quad (14)$$

Así como la conductividad hidráulica K , la transmisividad T describe propiedades tanto de la fase sólida como de la fase líquida del acuífero. Análogo a la permeabilidad intrínseca se puede introducir una *transmisividad intrínseca* o *transmisibilidad* T^* como parámetro independiente de las propiedades del fluido. Para la transmisibilidad vale:

$$T^* = k \cdot H [darcy \cdot m] \quad (15)$$

Coefficiente de almacenamiento y rendimiento específico

Las propiedades geohidráulicas más importantes de un acuífero son la de

- transmitir agua. Parámetros: Permeabilidad k , conductividad hidráulica K , transmisividad T
- almacenar agua. Parámetros: *Capacidad de almacenamiento (coeficiente de almacenamiento)* S , porosidad p , p_e , ω , *rendimiento específico* S_y .

A diferencia de la porosidad (véase pág. 19), el coeficiente de almacenamiento tiene una definición dinámica (figura 61): El coeficiente de almacenamiento S es el volumen de agua por unidad de superficie del acuífero, que se extrae o almacena en éste, bajo un cambio unitario de potencial (p.ej. por un descenso del nivel piezométrico):

$$S = \frac{\text{volumen de agua [m}^3\text{]}}{\text{unidad de superficie [m}^2\text{]} \cdot \text{unidad de cambio de potencial [m]}}$$

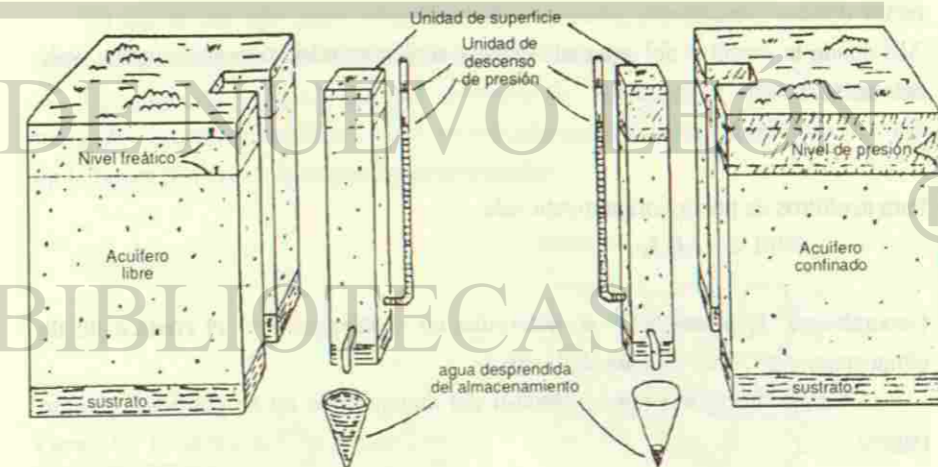


Figura 61: La capacidad de almacenamiento de acuíferos no confinados (izq.) y confinados (der.).— Tomado de HEATH 1983).

Un acuífero de transmisividad y permeabilidad alta no tiene necesariamente gran capacidad de almacenamiento (p.ej. acuíferos confinados). Así también un acuífero de capacidad de almacenamiento alta no tiene necesariamente gran permeabilidad (p.ej. acuíferos de arena fina).

La capacidad de almacenamiento de acuíferos libres y de acuíferos confinados es muy diferente (figura 61):

Acuíferos libres:

Por el abatimiento del nivel freático en el cono de descenso de un pozo productivo (véase figs. 67 y 73), la zona saturada se convierte parcialmente en una zona no saturada, en la que el agua de los poros se drena por gravedad.

La relación

$$\frac{\text{volumen de agua extraído por gravedad}}{\text{volumen total del acuífero}}$$

se llama *rendimiento específico S*, (specific yield), mientras que la porosidad está definida como

$$p = \frac{\text{volumen de poros}}{\text{volumen total del acuífero}}$$

(véase pág. 19).— *S*, corresponde a *S* de los acuíferos no confinados (las reacciones elásticas son despreciables, véase pág. 59).

El agua adsorbida no se drena por gravedad. Por eso el volumen de agua drenado por gravedad es más pequeño que el volumen de poros:

$$S < p.$$

Allí donde la cantidad del agua adsorbida y capilar es relativamente pequeña, vale entonces:

$$S \approx p.$$

Para acuíferos de poros normalmente vale

$$0.1 < S < 0.3.$$

Generalmente la porosidad *p* se determina en el laboratorio y el coeficiente de almacenamiento *S* por ensayos de bombeo.

El tiempo necesario por el proceso del drenaje aquí no se considera. Véase página 72.

Acuíferos confinados:

Como se ve en figura 61, la cantidad de agua liberada por el abatimiento de presión es mucho menor que en acuíferos libres, pero no es nula, debido a *reacciones elásticas del acuífero y del agua*.

Las reacciones elásticas consisten en

- compresión del acuífero
- expansión del agua.

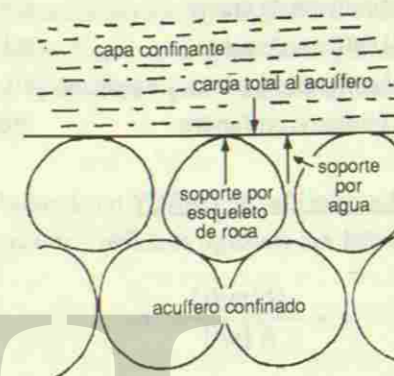


Figura 62: Estado de equilibrio entre la carga total del acuífero y el soporte por el agua de poros más el esqueleto de roca.— Tomado de HEATH (1983).

El estado de equilibrio en un acuífero (figura 62) se distorciona si ocurre un descenso en el nivel de presión, ya que el soporte por agua disminuye y por consecuencia, la carga al esqueleto de roca aumenta, causando una compresión al acuífero.

Para acuíferos confinados normalmente vale:

$$10^{-5} < S < 10^{-3}.$$

La velocidad de flujo del agua subterránea (sobrevista)

Ya que el flujo del agua subterránea es un proceso complicado, existen varias concepciones de velocidad de flujo del agua subterránea:

La *velocidad de flujo real* o la *velocidad de camino* es la velocidad de una partícula de agua en su camino real y complicado por los poros del acuífero (A → B en la figura 63). No se le puede medir ni calcular.

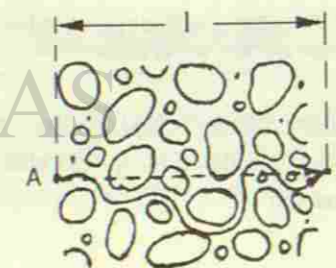


Figura 63: El camino real de una partícula de agua entre dos puntos A y B de la distancia *l*.

La velocidad de flujo efectiva o velocidad de distancia o velocidad hidrodinámica u (o v_e) es la velocidad del agua por el acuífero, que se refiere en la distancia directa l [m] entre dos puntos (A y B de la figura 63):

$$u = \frac{l}{t} \text{ [m/s] } \text{ ó en [m/h], [m/d], [m/a]} \quad (16)$$

La velocidad de flujo efectiva tiene los rangos siguientes:

Acuíferos de grava:	0.5	–	30 m/d
Acuíferos de arena:	0.1	–	1.0 m/d
Acuíferos de grietas y kársticos:	10	–	150 m/h (!)
Acuíferos profundos:	orden de tamaño de pocos m/a (!)		

La velocidad de DARCY o velocidad de filtración v (o v_f). Tiene dimensión de velocidad, sin embargo se define como el caudal que fluye por la unidad de área:

$$v = \frac{Q \text{ [m}^3\text{/s]}}{A \text{ [m}^2\text{]}} \text{ m/s} \quad (17)$$

Se llama también caudal específico (pág. 52). En algunos libros de texto v es designada como una "velocidad ficticia", aunque la velocidad de DARCY es una velocidad real en las partes no rellenadas de arena en el dispositivo de laboratorio de DARCY (figura 52), así como en los espacios libres del material rocoso en los acuíferos (pozos, bancos de gravas, véase figura 64a y b). Estos espacios pueden ser considerados para tener una porosidad $p = 1$. Por ellos el agua fluye con la velocidad de DARCY (Véase ecuación 18).

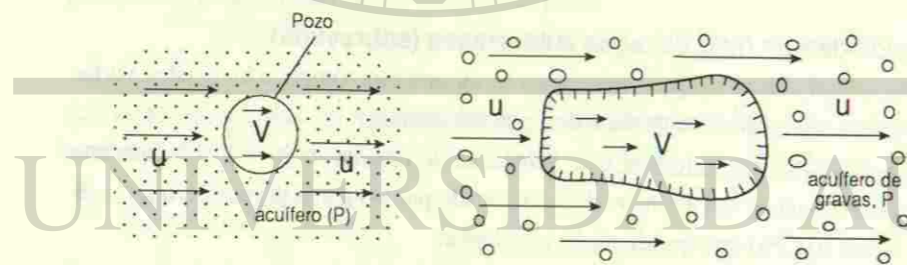


Figura 64: Velocidades de flujo v (velocidad de DARCY) a) por un pozo b) por un banco de grava, y u (velocidad efectiva) por el acuífero con porosidad p .

Relación entre velocidad efectiva y velocidad de DARCY

La velocidad efectiva u , la velocidad de DARCY v y la porosidad p se relacionan por la ecuación

$$u = \frac{v}{p} \text{ m/s} \quad (18)$$

Si $p = 1$ (espacios en el acuífero sin material rocoso):

$$u = v.$$

El uso del concepto general de porosidad p para esta conexión no es correcto, ya que el agua no fluye por el total de la porosidad del acuífero. Normalmente el error es despreciable, pero más bien se utilizan la porosidad efectiva p_e o mejor la porosidad cinemática ω , ya que estos conceptos se refieren sólo en la parte de la porosidad realmente recorrida por el agua (véase las definiciones en el capítulo siguiente). Entonces vale:

$$u = \frac{v}{\omega} \text{ m/s} \quad (19)$$

Ya que $v = Q/A$ (ecuación 1)

y $Q = A \cdot K \cdot i$ (ley de DARCY, ecuación 3)

vale $v = k \cdot i$ [m/s] (ecuación 6)

y

$$u = \frac{K \cdot i}{\omega} \text{ [m/s]} \quad (20)$$

o, por cambio de segundos en día:

$$u = \frac{K \cdot i \cdot 86400}{\omega} \text{ [m/d]} \quad (21)$$

(fórmula muy utilizada en la hidrogeología aplicada).

Este cálculo de u se basa en la conductividad hidráulica K , determinada por ensayo de bombeo, lo que es un método hidrodinámico (véase págs. 70–79). Por eso u se llama también velocidad hidrodinámica, a diferencia de los conceptos cinemáticos de velocidad de flujo.

Conceptos cinemáticos de velocidad de flujo de aguas subterráneas

Estos conceptos se originan del desarrollo de métodos cinemáticos, que se ocupan en el transporte de sustancias por el agua subterránea: los ensayos de trazadores (véase págs. 93–98 y la tabla 5) y el comportamiento de las contaminaciones. Las velocidades cinemáticas más importantes son:

- La *velocidad media de distancia* \bar{v} (promedio de todas las velocidades individuales). En el caso del flujo monodimensional \bar{v} corresponde a u .
- La *velocidad máxima de distancia* v_{max} (velocidad máxima de las velocidades individuales); $v_{max} = l/t_{max}$. Se refiere en el tiempo t_{max} (= primera aparición del trazador o del contaminante).

Velocidades de reacciones de presión son las velocidades de transmisión de cambios de presión *en los acuíferos, sin transporte de materia*. La llegada de una reacción de presión en un pozo no debe ser confundida con la llegada de agua como materia fluyente.

Los cambios de presión en acuíferos confinados (p.ej. por encender una bomba en un pozo) se transmiten hasta con la velocidad del sonido, de manera que la reacción del nivel medida en un pozo de observación lejano está casi espontánea.

La velocidad de la propagación de cambios del nivel freático en acuíferos libres (p.ej. por una onda de avenida en un río infiltrante o por las variaciones del nivel causadas por un pozo en producción) depende de la relación Transmisividad/Coeficiente de Almacenamiento, que se llama *difusividad hidráulica* D_H (figura 65):

$$D_H = \frac{T}{S} [m^2/s] \quad (22)$$

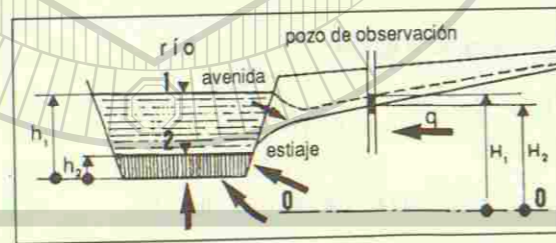


Figura 65: Superficie piezométrica de estiaje $h_2 - H_2$ y de avenida $h_1 - H_1$. La transmisión de h_1 (río) a H_1 (pozo) está determinada por la difusividad hidráulica. — Tomado de CASTANY (1982).

Se trata de velocidades de un orden de tamaño de varias decenas de m/h.

Concepciones de porosidad y de capacidad de almacenamiento

Porosidad, concepto general es la relación entre el volumen de poros rellenos de agua y el volumen total de la roca (véase pág. 19).

$$p = \frac{V_A}{V_E} [\text{sin dim.}] \quad (23)$$

Porosidad efectiva: El agua adsorptiva no participa en el flujo del agua subterránea por el acuífero. Por eso en el estudio del flujo de aguas subterráneas es más correcto de utilizar el concepto de la *porosidad efectiva* p_e o p^* (o n_e), que es definida como la relación entre el volumen del agua que obedece a la gravedad y el volumen total de la roca, excluyendo de tal manera el agua adsorptiva:

$$p_e = \frac{V_A \text{ total} - V_A \text{ adsorptiva}}{V_R} [\text{sin dim.}] \quad (24)$$

p_e se llama también *porosidad drenable*.

Para acuíferos de alta porosidad y permeabilidad vale:

$$p_e \approx p.$$

Porosidad cinemática: La *porosidad cinemática* ω es definida como la parte de la porosidad p por la cual pasa efectivamente el agua (véase pág. 98). Entonces ω se difiere de la porosidad efectiva p_e por su definición *independiente de la gravedad*. Para la porosidad cinemática vale (ecuación 19):

$$\omega = \frac{v}{u} [\text{sin dim.}]$$

en donde: $v = K \cdot i$ (K determinado por ensayo de bombeo)
y: $u = \bar{v}$ (\bar{v} determinado por ensayo de trazador)

Entonces ω combina los parámetros del acuífero determinados por el método de ensayo de bombeo con aquéllos determinados por el método de ensayo de trazador.

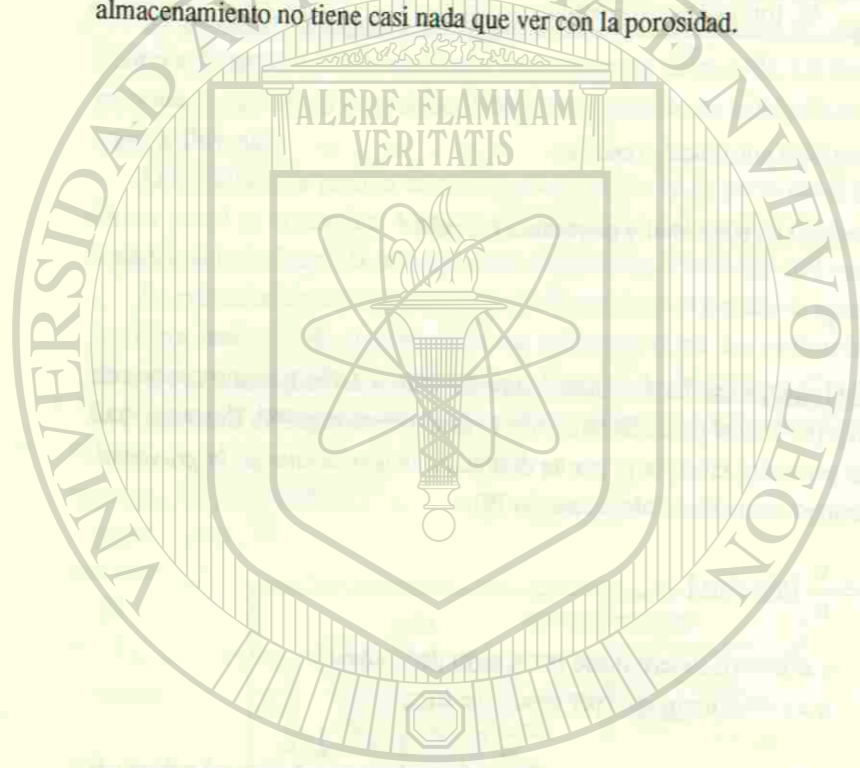
Coefficiente de almacenamiento y rendimiento específico

El *coeficiente de almacenamiento* S es definido como el volumen de agua por unidad de superficie del acuífero, que se extrae de o almacena en éste bajo un cambio unitario de potencial (véase pág. 48). Para acuíferos no confinados, las reacciones elásticas del acuífero son despreciables. Por eso S se puede sustituir por el *rendimiento específico* S_y :

$$S_y = \frac{V_A \text{ extraído por gravedad}}{V_{\text{acuífero}}} [\text{sin dim.}]$$

S_y , entonces corresponde a p_e . Sin embargo hay que tomar en consideración, que el drenaje del agua de los poros por gravedad (p.ej. en un cono de abatimiento de un pozo) es un proceso que necesita tiempo, de manera que S_y determinado en ensayos de bombeo normalmente resulta más pequeño que la constante p_e .

En acuíferos confinados S se basa exclusivamente en las reacciones elásticas del acuífero (agua + roca), véase pág 59. Por eso en este caso el coeficiente de almacenamiento no tiene casi nada que ver con la porosidad.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

El pozo en el acuífero

El cono de abatimiento en el acuífero libre

Cuando se enciende la bomba en un pozo, la presión (el potencial) en el pozo se disminuye, lo que causa en el acuífero un flujo de agua centripetal al pozo. El nivel freático se abate de manera que el nivel estático plano se transforma en un nivel dinámico, que tiene forma de un cono o embudo (figura 66).

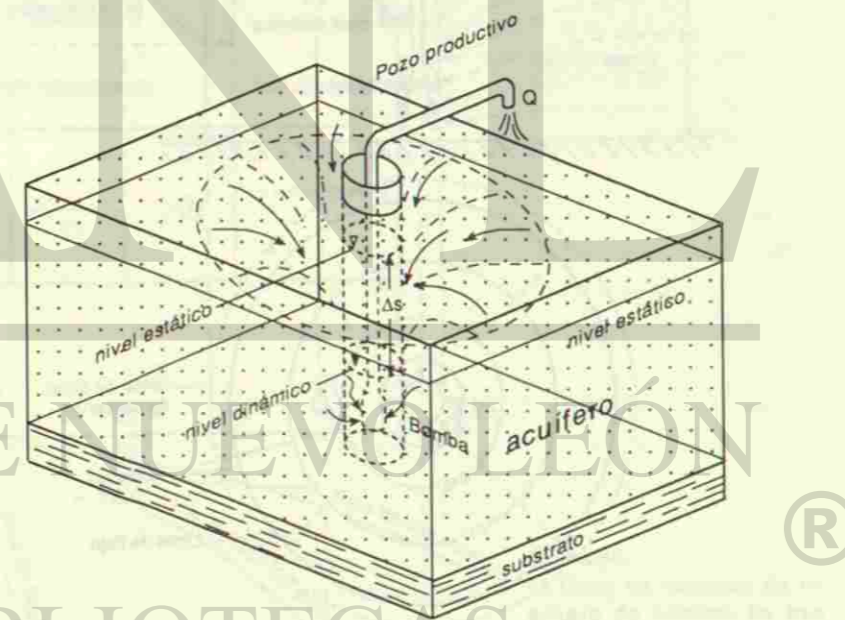


Figura 66. El cono (o embudo) de descenso (o abatimiento). El agua entra en el pozo, por un tubo ranurado o por un filtro más sofisticado.

Este cono de descenso o de abatimiento, de depresión, es causado por las resistencias de flujo al pozo y se agranda continuamente. Su radio se aumenta, y en

cualquier punto del cono el descenso del nivel s crece con el tiempo t , para proveer la energía adicional, requerido para mover el agua de distancias más grandes.

La forma y el desarrollo temporal del cono de abatimiento dependen, aparte de las condiciones técnicas del pozo, de las propiedades del acuífero. En base a esta relación los parámetros del acuífero, así como algunas propiedades geométricas pueden ser estudiadas por los ensayos de bombeo, realizados en el pozo. Para estos estudios normalmente se necesitan pozos de observación.

El flujo hacia el pozo se presenta en forma radial (figura 67), con componentes verticales. La forma del cono de abatimiento depende de la transmisividad del acuífero: Según la ley de DARCY los conos de abatimiento son profundos, estrechos y muy inclinados en transmisividades bajas, mientras que en transmisividades altas los conos presentan formas someras y amplias.

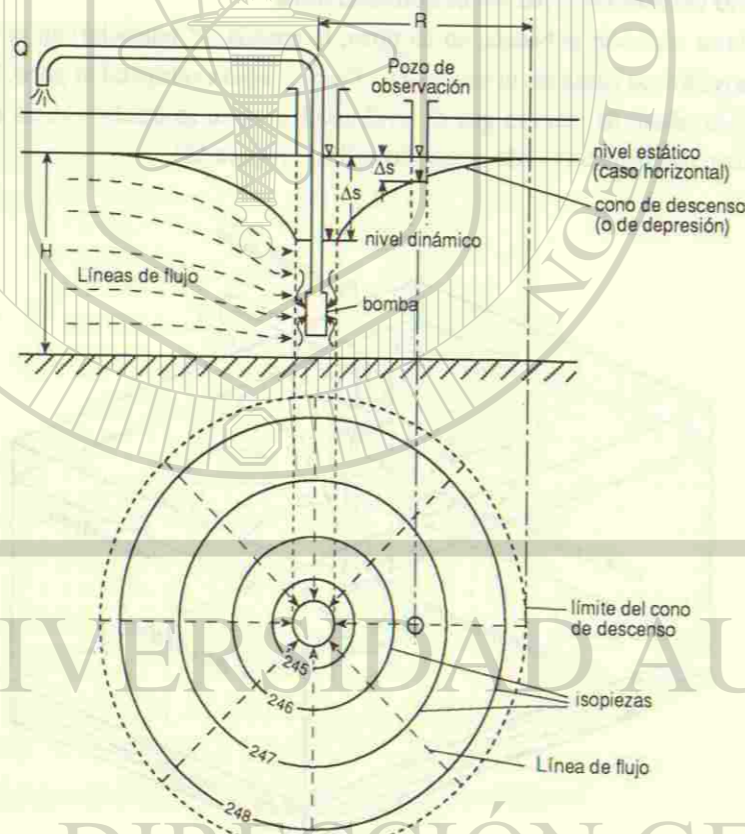


Figura 67: El cono de abatimiento en un acuífero libre y sus parámetros:
 Q : caudal (gasto) del pozo [m^3/s , l/s]
 Δs : Abatimiento [m] = diferencia respectiva entre nivel estático y dinámico
 H : Espesor de agua subterránea (de acuífero) [m] — variable!
 R : Radio de influencia (del cono de abatimiento) [m]

El caudal (gasto) Q de un pozo depende del descenso o abatimiento Δs (véase figura 67). Por eso la potencia de un pozo no se representa por "su gasto" en l/s o m^3/s , sino por su rendimiento específico Q/s , definido más exactamente por una curva en un diagrama de correlación Q/s que se llama característica de pozo.

La figura 67 presenta el caso raro de un cono de abatimiento en nivel estático horizontal. Para el caso normal de un cono de abatimiento en nivel estático inclinado véase figura 42.

Para obtener las características de pozo se realizan ensayos de bombeo sencillos (aforos) en escalones de caudal (en el ejemplo siguiente Q_1 , Q_2 , Q_3 , cada uno de 6 horas).

Ejemplo (figura 68a y b):

Parejas de valores $\Delta s/Q$ medidos (Δs al fin de cada escalón de caudal):

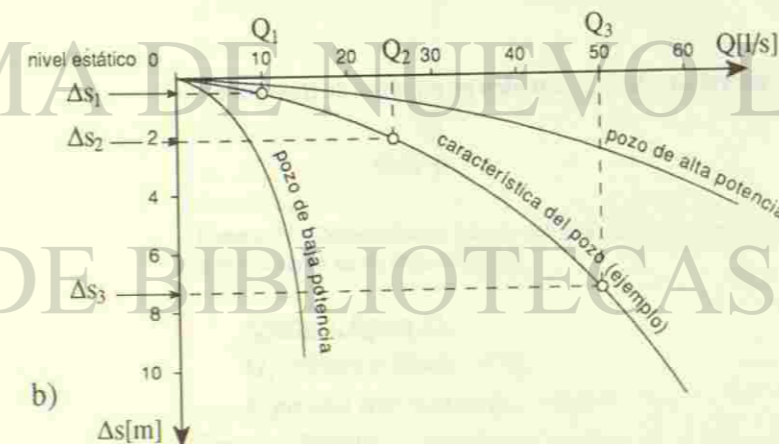
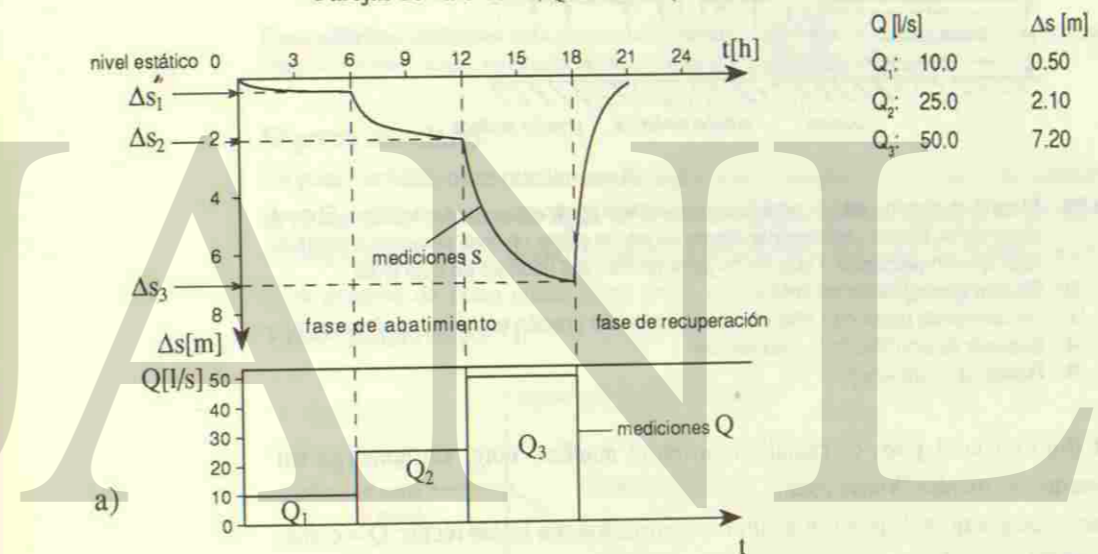


Figura 68:
 a) Curva de descenso de un ensayo de bombeo en tres escalones.
 b) Características de pozos (curvas Q/s). Los diagramas se basan en los valores del ejemplo.

El pozo en el acuífero confinado

En acuíferos confinados un pozo productivo causa un cono de abatimiento de presión (figura 69).

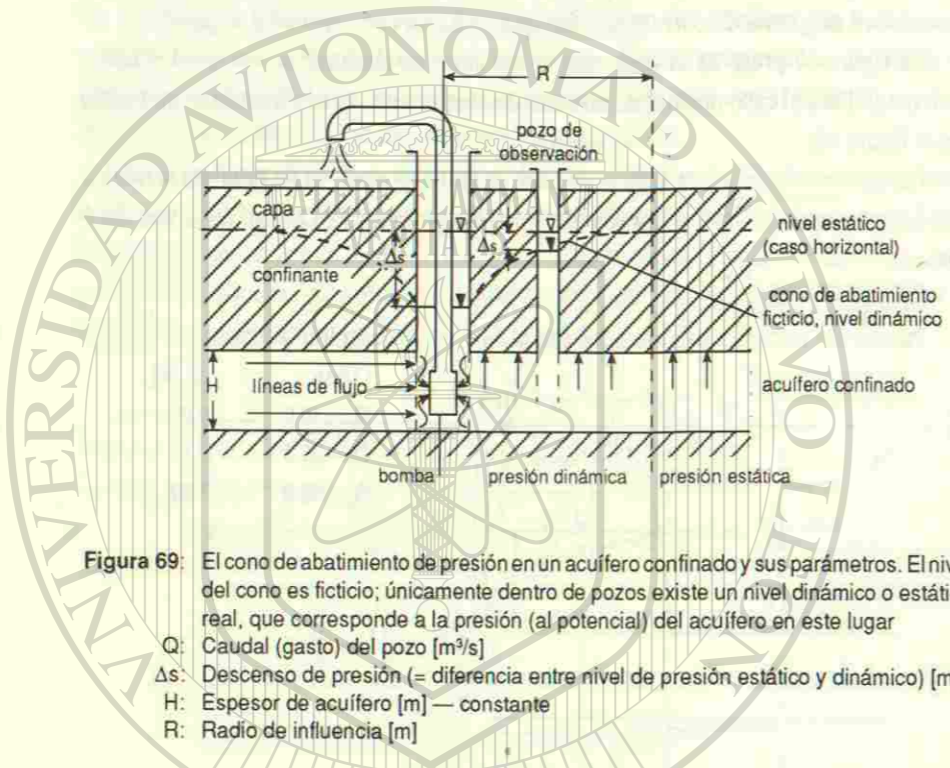


Figura 69: El cono de abatimiento de presión en un acuífero confinado y sus parámetros. El nivel del cono es ficticio; únicamente dentro de pozos existe un nivel dinámico o estático real, que corresponde a la presión (al potencial) del acuífero en este lugar
 Q: Caudal (gasto) del pozo [m³/s]
 Δs: Descenso de presión (= diferencia entre nivel de presión estático y dinámico) [m]
 H: Espesor de acuífero [m] — constante
 R: Radio de influencia [m]

El flujo hacia el pozo es radial, como en el acuífero libre, sin embargo sin componentes verticales. Véase figura 77.

Las características de pozo en acuíferos confinados son líneas rectas: $Q = \text{const.} \Delta s$ (figura 70, ejemplo).

Ejemplo (figura 70)

Como en el acuífero libre, los valores Δs y Q se miden en un aforo de tres o más escalones. Parejas de valores:

Q [l/s]	Δs [m]
Q ₁ : 2.0	1.40
Q ₂ : 6.5	4.60
Q ₃ : 9.6	7.00

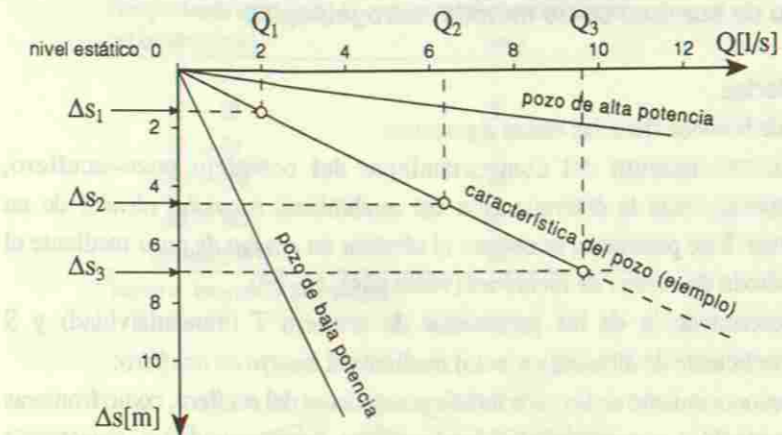


Figura 70: Características de pozos (curvas Q/s) en un acuífero confinado. Las curvas que en este caso son líneas rectas, se basan en los valores del ejemplo de la pág. 68.

El pozo artesiano

En pozos artesianos se pueden medir la presión artésiana (con manómetro o midiendo la altura de la columna de agua en un tubo puesto, pozo cerrado) y el caudal de la efluencia libre Q₁. Por medio de estos valores medidos, s₀ y Q₁, se puede construir la característica de pozo como línea recta y calcular el rendimiento específico Q/s. Véase ejemplo figura 71.

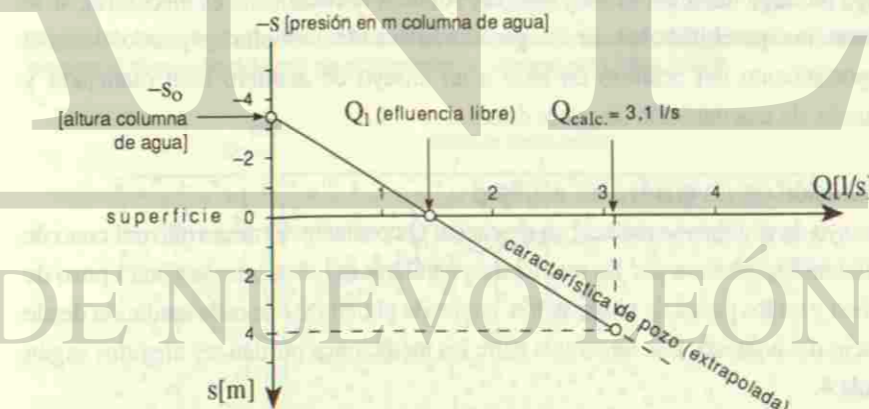


Figura 71: Característica (curva Q/s) de un pozo artesiano. La extrapolación hacia abajo generalmente es de baja exactitud.

Ejemplo, figura 71:

Q₁ (efluencia libre): 1.4 l/s
 s (presión artésiana en pozo cerrado, Q = 0): 3.40 [m columna de agua]
 Para un descenso (causado por bomba) de 4.0 m se pronostica gráficamente un caudal Q_{calc} = 3.1 l/s. Rendimiento específico calculado: Q/s = 0.775 l/s.m.

El ensayo de bombeo como método hidrogeológico

Generalidades

El ensayo de bombeo tiene las metas siguientes:

1. Reconocimiento del comportamiento del complejo pozo-acuífero, especialmente la determinación del rendimiento o *caudal técnico* de un pozo. Este parámetro se obtiene al afectar un *ensayo de pozo* mediante el método de *ensayo de escalones* (véase págs. 67-69).
2. Determinación de los parámetros de acuífero T (transmisividad) y S (coeficiente de almacenamiento) mediante el *ensayo de acuífero*.
3. Reconocimiento de las características especiales del acuífero, como fronteras permeables o impermeables, infiltraciones, heterogeneidades, anisotropía horizontal y vertical, mediante el *ensayo de acuífero*.
4. Observación directa del efecto de la explotación en un acuífero y la determinación del caudal explotable, mediante el *ensayo de larga duración*. (varias semanas, hasta meses).

Los puntos 1 y 4, así como el 2 y el 3, son de importancia para poder contestar preguntas prácticas en la Hidrogeología Aplicada, mientras que la Hidrogeología General se ocupa en primer lugar del *ensayo de acuífero* como método de investigación de acuíferos.

La observación directa del comportamiento del acuífero y del pozo bajo un ensayo de larga duración es muy costosa. Además normalmente es innecesaria, si se utilizan las posibilidades de la geohidráulica de calcular y pronosticar el comportamiento del acuífero en base a un ensayo de acuífero bien manejado y evaluado, de una duración de pocos días.

Realización de un ensayo de acuífero

El ensayo de acuífero se realiza con un caudal Q constante. El desarrollo del cono de abatimiento se observa por las mediciones regulares del abatimiento s en el pozo de bombeo y en los pozos de observación, anotando el tiempo t de cada medición desde el inicio del bombeo. Los intervalos entre las mediciones pueden ser elegidos según la tabla 4.

La fase de abatimiento (o descenso) se termina al apagar la bomba. Con este momento inicia la fase de *recuperación* como segunda parte del ensayo de acuífero, y normalmente de la misma duración. Se mide el descenso residual s' en el tiempo t' desde la que se detuvo la bomba. Véase figura 74.

Tiempo desde inicio (o fin) del bombeo [min]	Intervalo de las mediciones [min]
0 - 10	1
10 - 30	2
30 - 60	5
60 - 120	10
20 - 180	20
180 hasta el fin	60

Tabla 4: Intervalos de medición

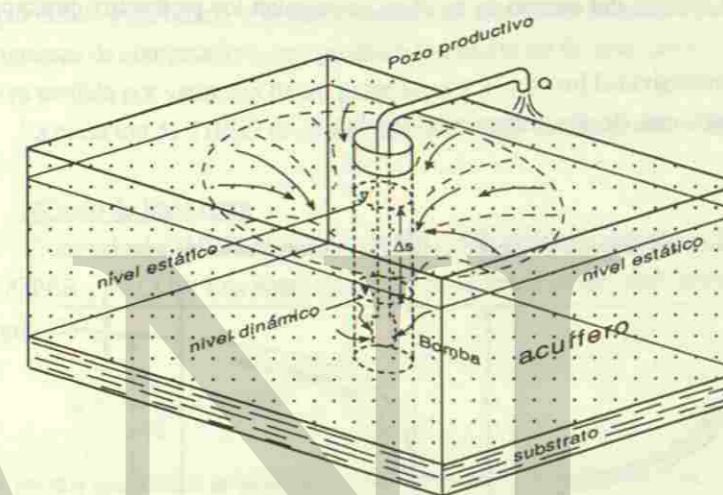


Figura 72: Cono de abatimiento en el acuífero confinado. La sección del flujo al pozo no se cambia durante el desarrollo del cono de abatimiento.— Tomado del LAWA (1979).

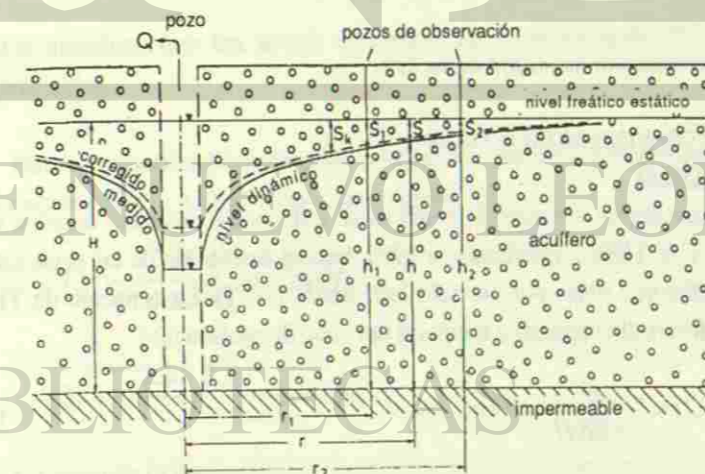


Figura 73: Cono de abatimiento en el acuífero libre. La sección de flujo al pozo se reduce durante el desarrollo del cono de abatimiento. Por eso se corrige el abatimiento medido s en s_c .— Tomado de LAWA (1979).

Las figs.72 y 73 muestran los parámetros geométricos medidos, la figura 74 además los tiempos medidos. Los datos medidos durante el ensayo de acuífero son los siguientes:

- Q: caudal de bombeo [m³/s]
- s: abatimiento, descenso [m]
- s': descenso residual [m]
- t: tiempo de descenso [s]
- t': tiempo de recuperación [s]
- r: distancia del pozo de observación al pozo de bombeo [m], constante

En base a los datos del ensayo de acuífero se calculan los parámetros principales siguientes:

- T: transmisividad [m²/s]
- S: coeficiente de almacenamiento [sin dim.]



Figura 74: Transcurso de un ensayo de acuífero.

Evaluación de ensayos de acuífero

Función de THEIS

Para la evaluación de ensayos de acuífero se utilizan los métodos basados en la ecuación de C.V.THEIS, publicada en 1935. Para la derivación de las ecuaciones y fórmulas siguientes véase por ejemplo LOHMAN (1977). La ecuación de THEIS describe el desarrollo espacial y temporal del cono de abatimiento

$$s(r,t) = \frac{Q}{4\pi KH} W(u) [m] \quad (24)$$

en donde W(u) es designado como la *función de pozo de THEIS*:

$$W(u) = -0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.21} + \frac{u^3}{3.31} - \frac{u^4}{4.41} + \dots \quad (25)$$

con

$$u = \frac{r^2 S}{4T t} [\text{sin dim.}] \quad (26)$$

Para los parámetros de estas ecuaciones remitirse a capítulos anteriores.

Para la solución de la ecuación se emplean tablas o un método gráfico, utilizando papel doble-logarítmico y la superposición en una curva maestra. Existen también programas de computadora, que permiten la adaptación de una curva calculada en la curva medida por variación de los parámetros T y S.

La ecuación de THEIS es válida solamente para acuíferos confinados.

Método de línea recta

El método de THEIS se puede simplificar al utilizar el método de línea recta de COOPER y JACOB. Los datos de medición se grafican en papel semi-logarítmico (figura 75).

Si

$$u = \frac{r^2 S}{4T t} \geq 0.02 \quad (27)$$

los puntos graficados se adaptan en una línea recta. En este caso vale

$$W(u) \approx -0.5772 - \ln u \quad (28)$$

lo que significa, que los demás miembros de la función de THEIS (25) son despreciables.

Para la evaluación del *desarrollo temporal* del descenso en un pozo de observación con r = constante, s = f(t), vale (véase figura 75):

$$T = \frac{2.30 Q}{4\pi \Delta s / \Delta \lg t} [m^2/s] \quad (29)$$

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2} [\text{sin dim.}] \quad (30)$$

t₀ resulta de la intersección de la prolongación de la línea recta de descenso con la abscisa (figura 75).

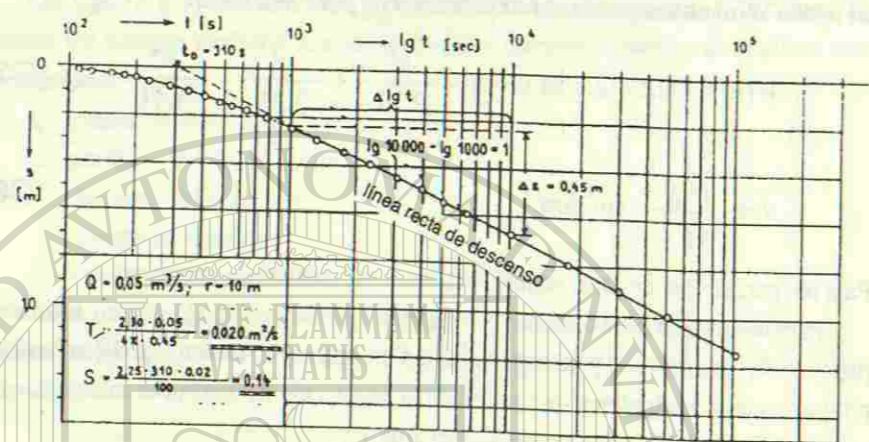


Figura 75: Método de línea recta, ejemplo de evaluación temporal.— Tomado de LAWA (1979).

El gradiente de la línea recta, $\Delta s / \Delta lg t$, es $= \Delta s$, si se utiliza una década logarítmica ($\Delta lg t = 1$), con lo que vale según (28):

$$T = \frac{2,30 Q}{4\pi \Delta s} = \frac{0,183 Q}{\Delta s} \text{ [m}^2/\text{s]} \quad (31)$$

Después de la evaluación se tiene que checar, si la condición (27) se cumple. Si no, se tiene que checar, desde cual tiempo el pozo de observación cumple esta condición.

Los métodos de evaluación mencionados pueden ser aplicados también en acuíferos libres, si todos los valores \$s\$ son corregidos según:

$$s_c = s - \frac{s^2}{2H} \quad (32)$$

(véase figura 73).

Existen dos soluciones más rectilíneas:

Evaluación del desarrollo espacial $s = f(lg r)$ y del desarrollo espacial/temporal $s = f(lg t/r^2)$.

Para estas soluciones se necesitan al menos tres pozos de observación.

Evaluación de la recuperación según el método de línea recta

Se dibujan los datos s' (descenso residual) versus el cociente $(t+t')/t'$ (véase figura 76) en papel semi-logarítmico y se construye la línea recta representativa. Se

determina el gradiente $\Delta s'$ en una década logarítmica $\Delta lg(t+t')/t' = 1$ y se aplica la fórmula

$$T' = \frac{2,30 Q}{4\pi \Delta s'} = \frac{0,183 Q}{\Delta s'} \text{ [m}^2/\text{s]} \quad (33)$$

El coeficiente de almacenamiento \$S\$ no se puede determinar por la evaluación de recuperación según el método de la línea recta.

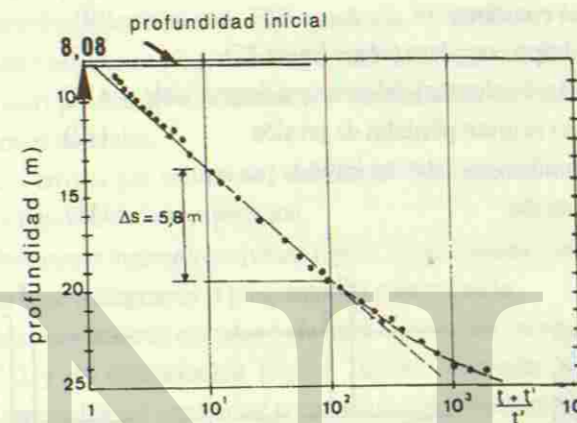


Figura 76: Ejemplo para la evaluación de la recuperación.— Tomado de CASTANY (1982).

En los casos en donde ocurren variaciones del caudal \$Q\$, los valores determinados en la evaluación de la recuperación son más confiables que los de la fase de abatimiento.

En muchos casos el coeficiente de almacenamiento de la fase del descenso \$S\$ no es igual al de la recuperación \$S'\$, ya que

- un acuífero confinado no es completamente elástico
 - durante la recuperación en acuíferos libres se encierra aire en los poros (especialmente en las cercanías del pozo principal).
- Por estos efectos se disminuye \$S'\$, y el valor de la transmisividad \$T'\$, determinado por la recuperación, es demasiado grande.

Restricciones y Correcciones

La función de THEIS se basa en los supuestos siguientes:

- Que el acuífero sea:
- confinado (espesor constante) (1)
 - no limitado (2)

- homogéneo (3)
- isótropo (4)
- El nivel de presión sea
 - horizontal (5)
 - constante (6)
- El cambio de almacenamiento del acuífero sea proporcional al cambio de presión y suceda sin retraso (7)
- El coeficiente de almacenamiento sea constante (8)
- El caudal Q sea constante (9)
- El pozo sea del tipo completo (véase figura 77) (10)
- la capacidad (el volumen) del pozo sea despreciable y (11)
- en el pozo no ocurran pérdidas de presión (12)
- El ensayo de bombeo no debe ser influido por otros pozos en producción (13).

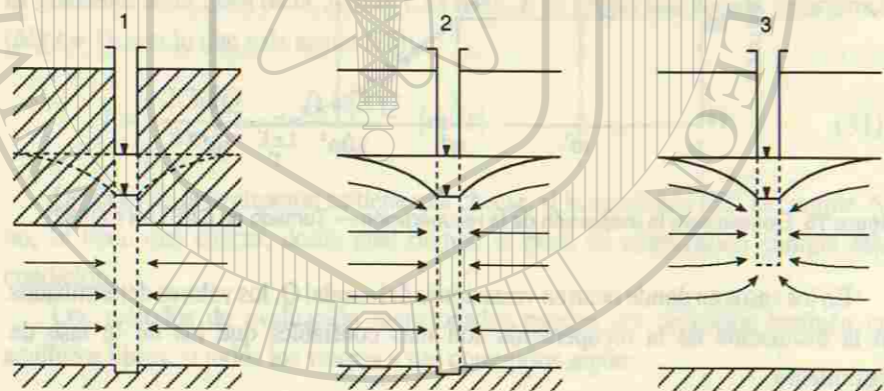


Figura 77: Pozos completos 1: acuífero confinado, 2: acuífero libre e incompleto 3: acuífero libre. Los componentes verticales en el flujo al pozo exigen correcciones según pág. 74, (1), (10).

En los casos (1), (6), (9), (10), (11) y (12), las condiciones no cumplidas exigen las correcciones siguientes:

- (1) En los acuíferos libres se mide un descenso real s en el pozo que consiste en la suma de descensos parciales (véase figura 78), según:

$$s = s_d + s_i + s_w$$

donde

s_d : pérdida de presión específica del acuífero según $s = f(r,t)$.

$s_i = s^2/2H$: tramo de rezume, resultando de componentes de flujo verticales dentro del cono de abatimiento en acuíferos libres, véanse figuras 73 y 78.

s_w : pérdida de presión de pozo (= total de las resistencias de entrada y de las pérdidas de fricción en el pozo principal, dependientes de la construcción del pozo).

En la evaluación del ensayo de bombeo s_i se elimina por la corrección (32) pág. 74. s_w ocurre solamente en el pozo principal. Se puede calcular por métodos especiales de la Hidrogeología Aplicada.

- (6) Las variaciones piezométricas ajenas al ensayo de bombeo (= tendencia, trend) pueden ser eliminadas por comparación con curvas de variación de pozos neutrales.
- (9) Los errores por variaciones del caudal Q se pueden evitar al limitarse a la evaluación de la recuperación.
- (10) Para pozos incompletos (véase figura 77) se aplican correcciones especiales en base a diagramas o programas de computación.
- (11) Las desviaciones iniciales de la línea recta en las curvas de descenso (figura 75) y de recuperación (figura 76) son causadas por efectos de pozo (especialmente capacidad propia de pozo). Estas partes de las curvas no se utilizarán para la evaluación.
- (12) Véase (1) y figura 78.

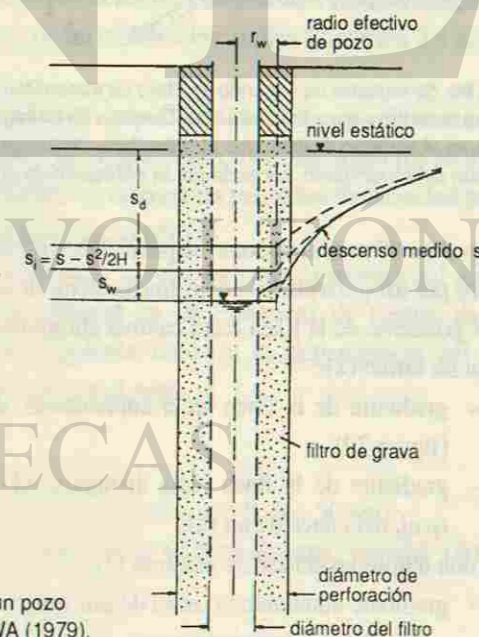


Figura 78: Pérdidas de presión de un pozo en acuífero libre.— Tomado de LAWA (1979).

Interpretación de irregularidades en las curvas de evaluación

Las desviaciones en las curvas de evaluación causadas por condiciones del acuífero no cumplidas (2),(3),(4) y (7) pueden ser utilizadas para el descubrimiento de irregularidades en la estructura del acuífero, como fronteras etc. (figs.79 y 80).

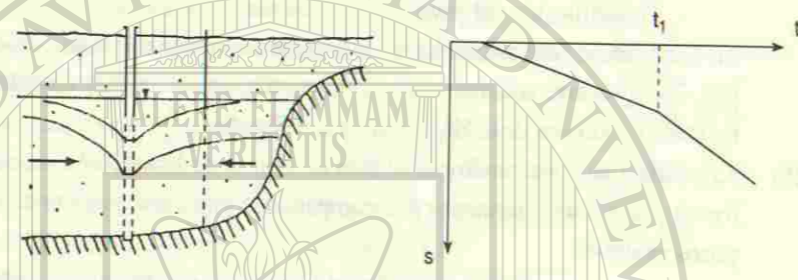


Figura 79: Se muestran un límite de acuífero en la sección (izquierda) y en la línea recta de evaluación (derecha). Después de un tiempo t_1 , el cono de abatimiento alcanza el límite del acuífero. Se observa un aumento del descenso, disimulando una transmisividad reducida.



Figura 80: Se muestra un segundo acuífero de transmisividad elevada en la sección (izquierda) y la línea recta de evaluación (derecha). Después de un tiempo t_1 , el cono de abatimiento del pozo situado en el acuífero A alcanza a otro acuífero, de transmisividad elevada B. Se observa una reducción del abatimiento, causada por la infiltración de agua del acuífero B.

Las figs.79 y 80 muestran como se pueden descubrir límites o inhomogeneidades del acuífero por irregularidades en las líneas rectas de evaluación:

El gradiente de la línea recta cambia abruptamente, donde el cono de descenso alcanza un límite (2):

- gradiente de la línea recta aumentando: delimitación lateral del acuífero (figura 79).
- gradiente de la línea recta disminuyendo: aguas superficiales infiltradas (p.ej. del cauce de un río)

o una inhomogeneidad de acuífero (3):

- gradiente aumentando: zona de transmisividad disminuida.
- gradiente disminuyendo: zona con transmisividad elevada (figura 80).

Para el reconocimiento de anisotropías horizontales y verticales del acuífero (4) existen métodos de evaluación especiales.

Los casos de condiciones no cumplidas (7) y (8) ocurren donde el acuífero consiste parcialmente en una capa semipermeable ("leaky acuífer"), así que una parte del agua extraída se origina de esta capa semipermeable con rezume vertical hacia el cono de descenso. En la Hidrogeología Aplicada se utilizan varios métodos especiales para el cálculo de los parámetros de ambas partes del acuífero.

Valores medios

La evaluación de un ensayo de bombeo con pozos de observación suministra varios valores de T y S . Estos valores pueden ser obtenidos a partir de las evaluaciones del abatimiento y la recuperación de cada pozo, además por las evaluaciones del desarrollo temporal, espacial y espacial/temporal. De los valores individuales T_1, \dots, T_n , S_1, \dots, S_n se calcula la transmisividad media \bar{T} y el coeficiente de almacenamiento medio \bar{S} . En el cálculo del promedio los valores individuales más ciertos obtienen un peso mayor que los menos ciertos.

La presión de acuífero y el nivel piezométricoEfectos de la densidad del fluido en el nivel piezométrico

El nivel piezométrico de un acuífero confinado está determinado por la presión de acuífero, de tal manera que el peso de la columna de agua en un pozo está en equilibrio con la presión (el potencial) en el acuífero (figura 81). La columna de agua en un pozo funciona como la aguja de un manómetro: indica la presión del acuífero por la altura de su nivel.

El peso de la columna de agua o de otro fluido depende no solamente de su altura, sino también de su densidad o de su peso específico. En acuíferos profundos con gran altura de la columna de fluido, las diferencias pequeñas de densidad pueden causar diferencias importantes del nivel piezométrico.

La figura 81 ilustra esquemáticamente la relación entre la presión del acuífero (presentada como constante) y la longitud de las columnas de fluidos de peso específico diferente. El ejemplo siguiente muestra la dependencia del nivel piezométrico de la temperatura de agua en el pozo.

Ejemplo (véase figura 81):

Corrección del nivel h_b de agua termal bombeada (caso B, $h = 500$ m):

1. Cálculo de la temperatura media de la columna de agua "normal" (A):

$$T = (50^\circ + 20^\circ)/2 = 35^\circ$$

2. Toma de los pesos específicos de agua de temperatura de 35° y de 50° de una tabla: $\gamma_{35} = 0.993 \text{ g/cm}^3$, $\gamma_{50} = 0.988 \text{ g/cm}^3$
 3. Calcular h_B según $h_B : h = \gamma_{35} : \gamma_{50}$, $h_B = 500 \times 0.993 / 0.988 = 502.5 \text{ m}$
- Resultado:** El nivel piezométrico del agua termal bombeada está $502.5 - 500 = 2.5 \text{ m}$ arriba del nivel "normal" (A).

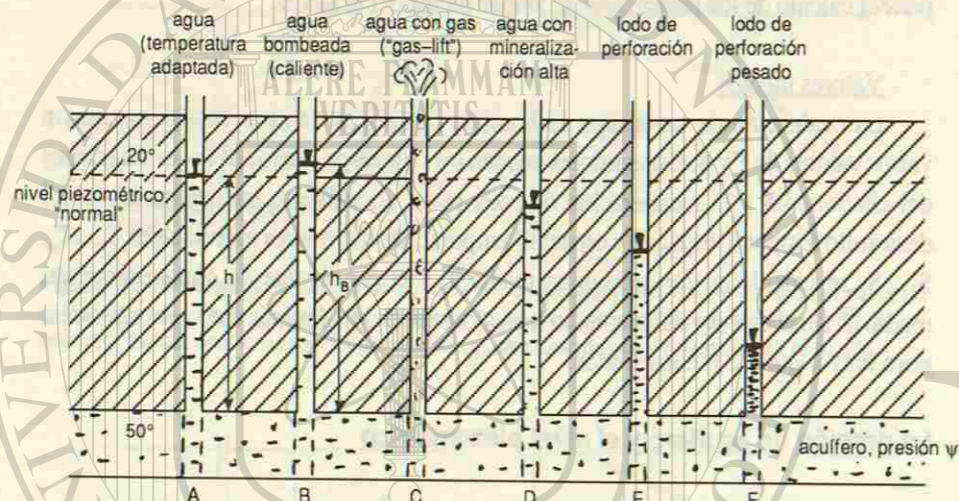


Figura 81: Columnas de fluido de peso específico diferente en un mismo acuífero (esquemático, sin escala)

- A: La columna de agua tiene temperaturas adaptadas a la roca (caso normal). Ejemplo: Cerca de la superficie $T = 20^\circ\text{C}$, Acuífero $T = 50^\circ\text{C}$.
- B: El pozo fue bombeado recientemente; por eso toda la columna consiste de agua caliente con la misma temperatura del acuífero (ejemplo: 50°C). El nivel piezométrico sube por el peso específico más ligero del agua caliente (véase ejemplo pag. 79).
- C: El acuífero contiene agua con alta concentración de gas (p.ej. CO_2 , metano). El bombeo causa una disminución de presión y los gases disueltos se dedisuelven, formando burbujas, por lo que el peso específico de la columna se baja rápidamente y el pozo se vuelve eruptivo (efecto de *gas-lift*).
- D: Agua de alta mineralización tiene un peso específico elevado. Por eso el nivel piezométrico de una columna de agua de alta mineralización es más bajo que el de una columna de agua dulce.
- E: Lodos de perforación se utilizan para el aumento del peso específico del fluido en perforaciones. El nivel piezométrico de lodo es más bajo que el de un pozo con agua.
- F: En casos especiales se utiliza lodo de perforación pesado (harina de barita) para evitar erupciones.

Variaciones del nivel piezométrico causadas por variaciones de la presión barométrica

Las variaciones de la presión del aire causan variaciones medibles del nivel piezométrico en pozos confinados y profundos. Estas variaciones, así como las

variaciones causadas por las mareas de tierra firme y por sismos, se miden en pozos de observación con un registro continuo instalado.

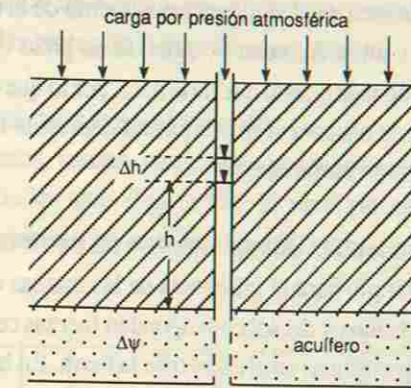


Figura 82: La variación del nivel Δh corresponde a la variación de presión del acuífero $\Delta \psi$, causada por variaciones barométricas, mareas de tierra firme o sismos.

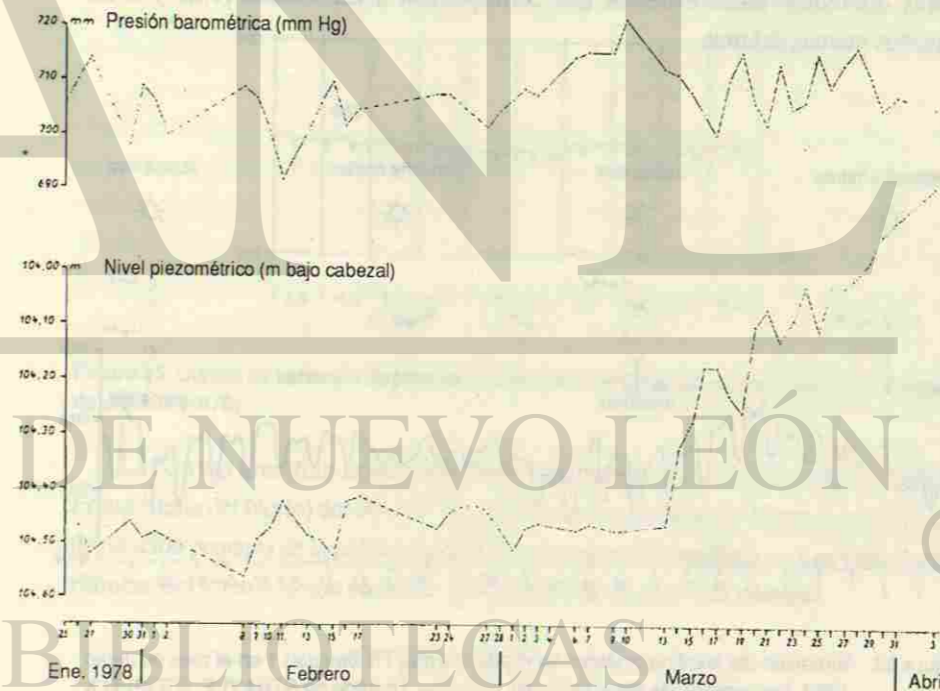


Figura 83: Curva de variación de nivel de pozo (abajo) en relación a la curva barométrica (arriba). Se ve la reacción inversa del nivel con amplitudes hasta 15 cm. El ascenso grande desde el 13-03-78 es causado por el ascenso del agua subterránea en la zona de recarga de este sistema profundo, la cual se encuentra en una distancia de aprox. 20 km. Pozo termal Saulgau 1, profundidad 650 m (Alemania del Sur).— Tomado de WERNER (1978).

En el ejemplo presentado en la figura 83 se observa una reacción inversa del nivel piezométrico en las variaciones barométricas. El nivel desciende si la presión del aire asciende, y al contrario, lo que se explique como sigue: Ya que la elasticidad del agua es más grande que la de la roca y del acuífero, un aumento de la carga atmosférica en la superficie de la tierra y en la columna de agua de un pozo (figura 83) causa una compresión del agua mucho más grande que de la roca, por lo que el nivel piezométrico se baja. El caso contrario se observa si se acerca una depresión barométrica. El nivel piezométrico reacciona como barómetro.

Variaciones del nivel causadas por las mareas de tierra firme

Figura 84 muestra un ejemplo para la influencia de las mareas de tierra firme. A las fuerzas de gravitación de la luna y del sol corresponden fuerzas centrífugas terrestres que causan deformaciones elásticas en el cuerpo de la tierra. En las partes descargadas se aumenta el volumen de huecos por lo que el nivel piezométrico desciende. Por la rotación de la tierra, el nivel piezométrico de pozos de observación en acuíferos confinados desciende y asciende de manera medible. Sin embargo por la eclíptica del eje terrestre, estas amplitudes no son iguales; se observan máximos y mínimos de alturas diferentes, hasta extremas que corresponden a las mareas vivas y a las pequeñas mareas del mar.

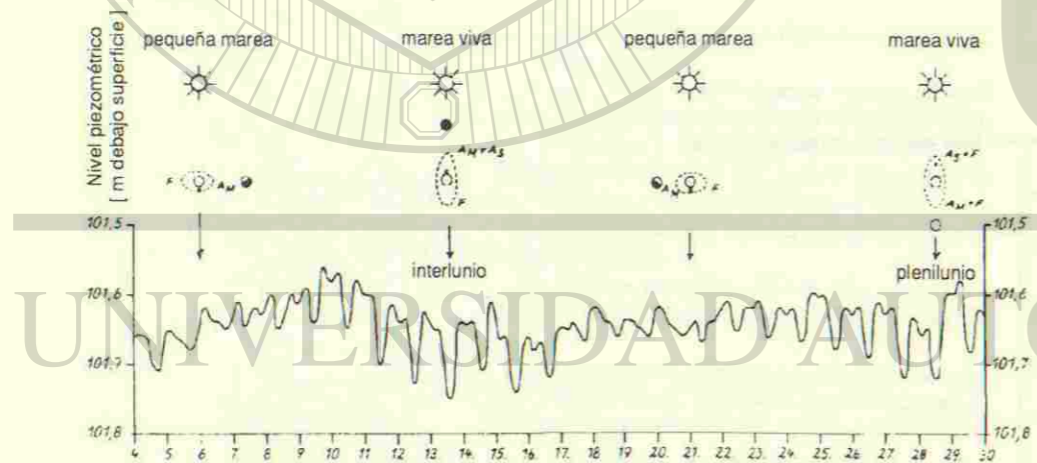


Figura 84: Variación del nivel piezométrico en el pozo termal TB Saulgau 1 en el mes de Junio 1980. Las amplitudes alcanzan hasta 15 cm.— Tomado de STRAYLE, STÖBER & SCHLOZ (1994).
 A: Fuerza de gravitación
 F: Fuerza centrífuga
 S: Sol
 M: Luna

Las amplitudes de las variaciones del nivel de un pozo dependen también de la transmisividad T y del coeficiente de almacenamiento S del acuífero. Esta reacción permite la determinación de T y S como parámetros medios regionales, ya que las mareas afectan grandes partes de la superficie de la tierra.

Variaciones del nivel causadas por sismos

Sismos, también lejanos, causan variaciones del nivel piezométrico de muy corto plazo, pero de amplitudes altas (figura 85). El nivel piezométrico reacciona como sismógrafo, medible también en acuíferos no confinados.

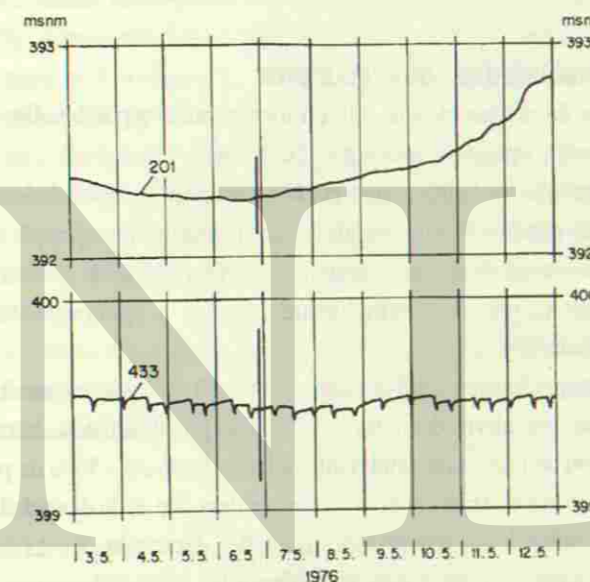


Figura 85: Curvas de variación de nivel de dos pozos de observación (Zurich, Suiza).— Tomado de JÄCKLI (1978).

Las curvas muestran la reacción elástica del acuífero en el sismo catastrófico de Friul (Italia del Norte) del 06-05-76, 21:00, con amplitud hasta 70 cm. La velocidad de rotación pequeña de la polea no permitió una evaluación detallada.— Las variaciones rítmicas del Pozo 433 son causadas por un pozo de producción cercano.

La geohidráulica de los acuíferos de grietas y cársticos

Las rocas consolidadas como acuíferos

En los acuíferos de grietas el agua subterránea se mueve por las discontinuidades (fracturas, diaclasas) más o menos planas, cuales son:

- grietas en zonas de falla (abiertas hasta grandes profundidades)
- juntas de estratos como estructuras sedimentarias, por ejemplo en areniscas, calizas (normalmente abiertas al menos hasta 150 m de profundidad)
- diaclasas tectónicas (normalmente abiertas al menos hasta 150 m de profundidad)
- diaclasas por enfriamiento de cuerpos magmáticos (p.ej. en granitos, basaltos)
- diaclasas por alivio de presión, causadas por distensión, intemperismo y remoción de la roca (normalmente abiertas hasta 20 – 50 m de profundidad)

La capacidad de una roca firme de conducir agua depende de la densidad de la red de diaclasas y del ancho de las diaclasas individuales. Generalmente la densidad y el ancho de las grietas se reduce con la profundidad. Sin embargo se observaron diaclasas hidráulicamente efectivas a altas profundidades del basamento cristalino (>5km).

El efecto hidráulico de grietas cerradas o rellenadas con precipitaciones como calcita o con sustancias arcillosas o limosas es muy reducido hasta nulo.

En *rocas sedimentarias estratificadas* las juntas forman una red espacial, que consiste en los planos de los estratos más o menos horizontales y un sistema de diaclasas más o menos vertical. Esta orientación espacial puede variar bastante en zonas de alto plegamiento. Se observa una dependencia directa entre el espesor de los estratos y el tamaño de las mallas de la red. En sedimentos de estratos muy gruesos se observan distancias de diaclasas hasta de 20 m.

Las *zonas de fallas tectónicas* pueden ser de alta permeabilidad, sin embargo, en rocas arcillosas, pueden estar selladas (véase figura 29). Las zonas de fallas abiertas pueden conectar hidráulicamente a diferentes pisos de agua subterránea.

En los *acuíferos cársticos* el agua subterránea se mueve por los canales y cavidades irregulares de carst, que se forman por la ampliación de grietas por el proceso de carstificación, véase figura 16, y págs. 158–164. La sección transversal de las cavidades cársticas se puede cambiar dentro de distancias cortas. Existe carstificación con conductos muy marcados individuales y aislados, así como una carstificación relativamente homogénea en aquellas rocas con alta susceptibilidad de ser carstificadas.

Volumen de cavidad ("porosidad")

El concepto *volumen de cavidad o de grietas* de los acuíferos de grietas así como de los acuíferos cársticos corresponde a la *porosidad p* de los acuíferos de poros (véase págs. 19 y 62). A menudo el concepto *porosidad* se aplica también en los acuíferos de grietas y cársticos. El volumen de cavidad *p* de las rocas consolidadas generalmente es del orden de tamaño de 1% (0.01).

Hay rocas consolidadas, especialmente areniscas, que además del volumen de grietas tienen una porosidad importante. En estos casos el volumen de grietas se incrementa debido a la adición del volumen de poros al volumen total de cavidades *p*.

En el caso de acuíferos cársticos se utiliza también el concepto *volumen de cavidad cárstica p*.

Todos los otros conceptos de porosidad y de capacidad de almacenamiento, mencionados en las págs. 62–64, como p_c , ω , S , S_s , se aplican en los acuíferos de grietas y cársticos en manera análoga.

Permeabilidad

La permeabilidad *k*, así como la conductividad hidráulica *K* de los acuíferos de grietas y cársticos dependen de la distancia y del ancho de las grietas o de las cavidades cársticas abiertas del acuífero. Generalmente las permeabilidades de los acuíferos fuertemente carstificados sobrepasan las de los acuíferos de poros, mientras que las permeabilidades de los acuíferos de grietas son más pequeñas que las de los acuíferos de poros.

En los acuíferos de grietas hay que diferenciar entre la permeabilidad de la matriz (de los poros) y la permeabilidad de las grietas. Para ellos vale:

$$k_{\text{total de roca}} = k_{\text{matriz}} + k_{\text{grietas}}$$

Esta relación tiene importancia en la *hidrogeología de rocas de baja permeabilidad*. Ya que en estas rocas

$$k_{\text{grietas}} \gg k_{\text{matriz}}$$

vale: $k_{\text{total de roca}} \approx k_{\text{grietas}}$

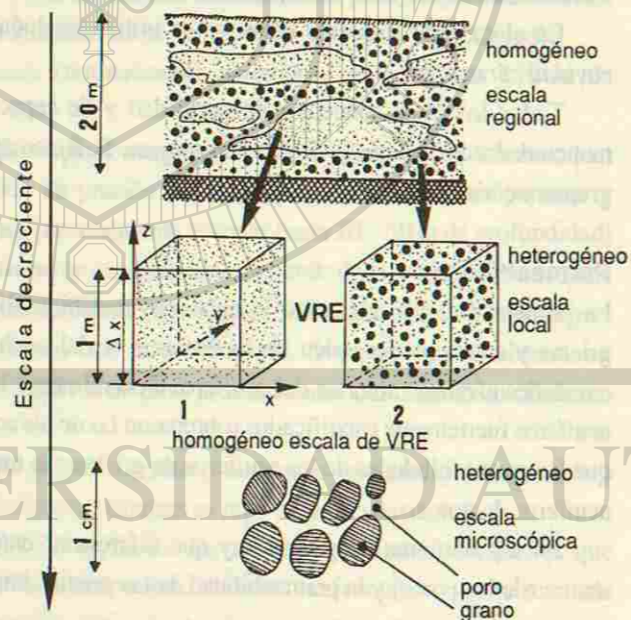
Por la anisotropía de los acuíferos de grietas, k y K se convierten en cantidades vectoriales.

Heterogeneidad, anisotropía y el volumen representativo elemental

Los acuíferos de grietas y, aún más, los acuíferos cársticos son caracterizados por su heterogeneidad y anisotropía, mientras que los acuíferos de poros generalmente logran un grado de homogeneidad e isotropía más alto.

Un concepto útil para el estudio geohidráulico de acuíferos inhomogéneos y anisótropos es el *volumen representativo elemental* (VRE). Se puede aplicar también en acuíferos de poros. Se debe imaginar a un acuífero consistente de volúmenes elementales en forma de cubo, en donde las propiedades de los cuales son representativas para el total del acuífero. El tamaño de los VRE es muy diferente y depende de la isotropía y de la homogeneidad del acuífero (figuras 86 y 87). Por la aplicación de los VRE la heterogeneidad y la anisotropía se reducen a un problema de escala.

Figura 86: Escalas de tamaño del ambiente poroso y la homogeneidad, así como el volumen representativo elemental VRE, mostrado en un acuífero de sedimentos fluviales. El acuífero es homogéneo en escala regional (arriba), pero heterogéneo en escala local (centro), en donde obtenemos dos VRE de granulometría diferente (1 y 2). Ambos son homogéneos en la escala de VRE, pero heterogéneos en escala microscópica de poros y granos (abajo). —Tomado de CASTANY (1982).



Los tamaños de los VRE de acuíferos de grietas (y cársticos) dependen de las distancias entre las grietas (y cavidades cársticas) abiertas (véase figura 87). El orden de magnitud de los VRE es generalmente de:

10 – 100 m en acuíferos de grietas

100 – 1000 m en acuíferos cársticos.

Los tamaños de los VRE de acuíferos de poros generalmente son de pocos m – 10 m.

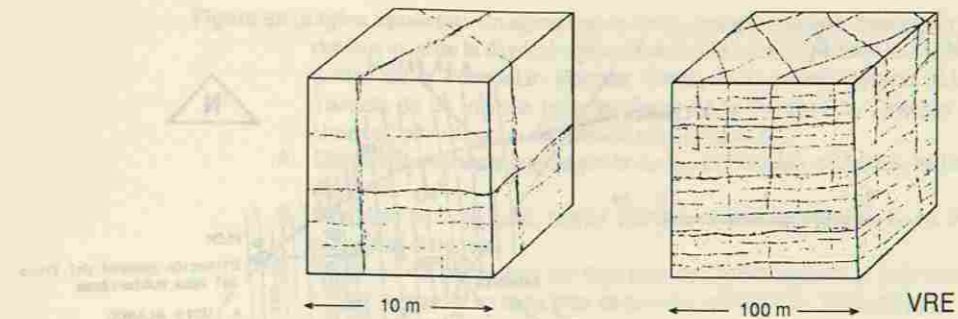


Figura 87: El Volumen Representativo Elemental (VRE) en un acuífero de grietas. Izq.: Cubo no representativo; der.: VRE (representativo).

En acuíferos muy inhomogéneos y de relativamente poca extensión el establecimiento de un VRE no es posible.

Anisotropía horizontal y vertical

La *anisotropía horizontal* es muy común en acuíferos de grietas, constituidos por rocas con fracturamiento tectónico. Ya que las diaclasas corresponden a la estructura tectónica general de la roca, estas muestran normalmente sólo una o dos direcciones horizontales preferenciales. Por eso las permeabilidades horizontales de los acuíferos de grietas son fácilmente calculables.

La *anisotropía vertical* es un caso normal incluso en los acuíferos de poros que consisten de sedimentos estratificados. En acuíferos de grietas la anisotropía vertical puede ser causada por estratificación, así como por diaclasas de separación magmática o de descarga (distensión). Un caso extremo, sin embargo bastante frecuente, es el acuífero de estratos múltiples (véase figura 25).

Dirección de potencial — Dirección de flujo

Por la anisotropía horizontal de la permeabilidad, en los acuíferos de rocas consolidadas la dirección de flujo local del agua subterránea puede mostrar bastantes desviaciones de la dirección del potencial piezométrico (= dirección de flujo general), si las direcciones de las diaclasas difieren de la dirección del potencial (véase figura 88).

Velocidades de flujo

Las velocidades de flujo en los acuíferos de rocas consolidadas generalmente son mucho más grandes que en los acuíferos de poros y están relacionadas con las porosidades pequeñas de los acuíferos consolidados. Para un listado al respecto véase pág. 60.

En los acuíferos de carst las velocidades de flujo pueden variar dentro de un espacio estrecho y dentro de un mismo piso.

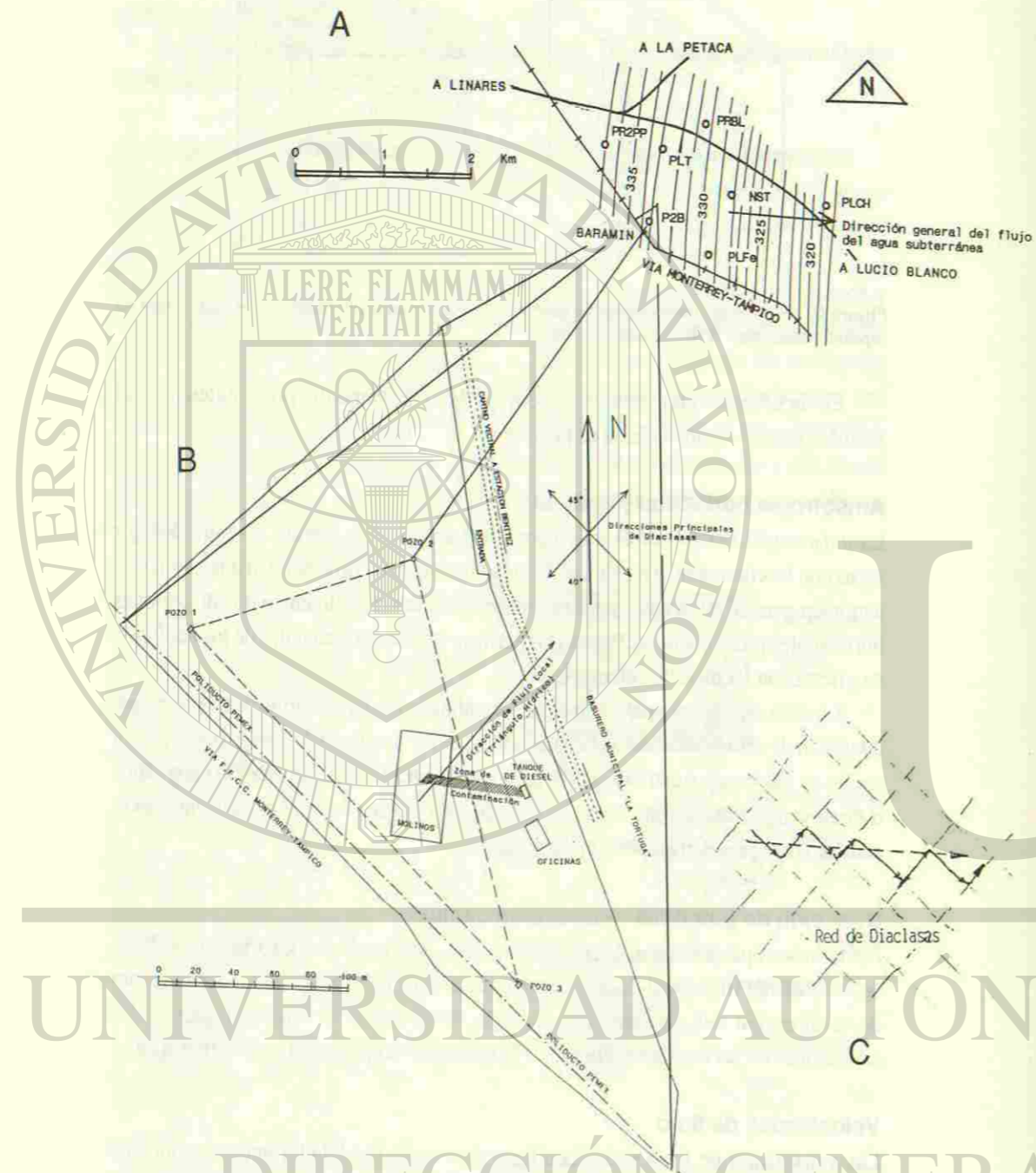


Figura 88 (página opuesta): Un ejemplo de la hidrogeología aplicada, mostrando la desviación del flujo local de la dirección general del agua subterránea en un acuífero de grietas (lutitas de la Formación Méndez, Cretácico Superior). Linares N.L., México.— Tomado de un Informe Hidrogeológico de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares N.L.

- A: Dirección general del flujo según la carta piezométrica, elaborada en base a 8 pozos distantes.
- B: Dirección de flujo local, según triángulo hídrico que consiste en 3 pozos de a pequeñas distancias.
- C: Dirección del potencial y del flujo general (flecha recta) y el flujo real en forma de zigzag, supuesto en base a las direcciones principales de las diaclasas, medidas en un afloramiento de la roca que forma el acuífero.

Validez de la ley de DARCY. Determinación de parámetros de acuífero

Generalmente para volúmenes mayores de los VRE, la ley de DARCY es válida también para los acuíferos de rocas consolidadas, pero pierde su validez, si el flujo laminar pasa a flujo turbulento (véase pág. 53), lo que localmente es el caso en las cavidades cársticas.

Generalmente los parámetros de los acuíferos de rocas consolidadas pueden ser determinados de la misma manera como los de los acuíferos de poros, por ejemplo, mediante ensayos de bombeo. Sin embargo en el cálculo de K según $K = T/H$ (página 56, ecuación 12) se presentan dificultades, ya que H (espesor del acuífero) en los acuíferos de rocas consolidadas a menudo no es posible definirlo con exactitud.

Modelo de dos porosidades. Modelo de capa conductora y almacenadora

En un acuífero de grietas existen dos sistemas de porosidades, estadísticamente distribuidos (véase figura 89):

- la de las juntas de roca, la cual es pequeña, sin embargo tiene permeabilidad alta
- la de la matriz de roca, la cual es alta, sin embargo tiene permeabilidad baja.

Este modelo se puede aplicar en muchos casos, por ejemplo en

- areniscas fracturadas con porosidad de matriz,
- roca carstificada que contiene cavidades cársticas, pero también grietas finas en sus partes no carstificadas.

El modelo se puede emplear también

- en acuíferos de poros con capas y lentes de gravas sin material fino, de alta permeabilidad, intercaladas en secuencias de gran espesor de gravas limosas o de limo.

En todos estos casos la porosidad primaria y con volumen reducido funciona como sistema de drenaje para el volumen grande de roca que representa la porosidad

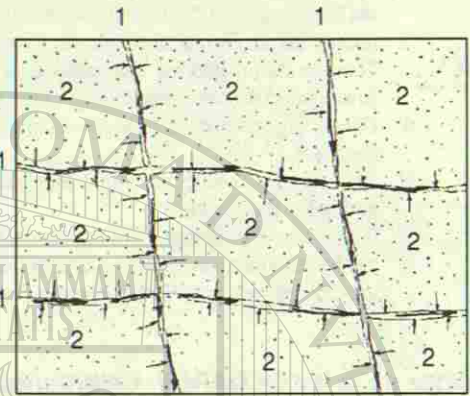


Figura 89: Acuífero con dos porosidades. 1: Sistema de grietas como porosidad primaria (porosidad pequeña, permeabilidad alta). 2: Matriz porosa como porosidad secundaria (porosidad alta, permeabilidad pequeña). Las flechas grandes indican el flujo del agua subterránea por el acuífero, las flechas pequeñas el rezume (leakance).

secundaria (figura 89), debido al potencial descendido en los conductos de alta permeabilidad por un pozo. El movimiento del agua de la matriz a los conductos de la porosidad primaria se llama *leakance* (rezume).

Un modelo parecido es el de capa conductora/capa almacenadora.

Los procesos de drenaje en estos modelos se muestran en las curvas de evaluación de ensayos de acuíferos y pueden ser cuantificados por métodos especiales de evaluación.

El problema de la conexión al acuífero

Es preciso señalar que al perforar un pozo, en un acuífero de grietas o de carst, éste no necesariamente alcanzará la red de cavidades del sistema. Por lo que la probabilidad de alcanzar mediante la perforación una grieta abierta o una cavidad cárstica suficientemente permeable, depende de la densidad de la red de cavidades (del tamaño del VRE o del grado de homogeneidad del acuífero). En acuíferos de poros el problema de la *conexión al acuífero* casi no existe, debido a la homogeneidad mucho más alta de este tipo de acuíferos.

En la lengua trivial, el problema de la conexión al acuífero es el problema de la "búsqueda de agua" dentro de un acuífero dado. Si un pozo alcanza solamente la porosidad secundaria de un acuífero de grietas o cárstico con permeabilidad muy reducida, este pozo queda "seco", lo que es un concepto incorrecto, ya que todos los pozos que alcanzan la zona saturada, se rellenan de agua dentro de un transcurso de tiempo más o menos grande hasta que alcance el nivel piezométrico.

La Hidrogeología Aplicada dispone de una metodología bastante desarrollada para poder hacer frente al problema de la conexión al acuífero.

El agua subterránea y el transporte de sustancias

La dispersión

Si se inyecta una sustancia disuelta (un trazador) en el agua subterránea fluyendo, se observa que este trazador se expande en el agua en forma de un cono. La concentración C [mg/l] del trazador se disminuye durante del transporte. Este efecto es causado por la *dispersión* (véase figura 90).

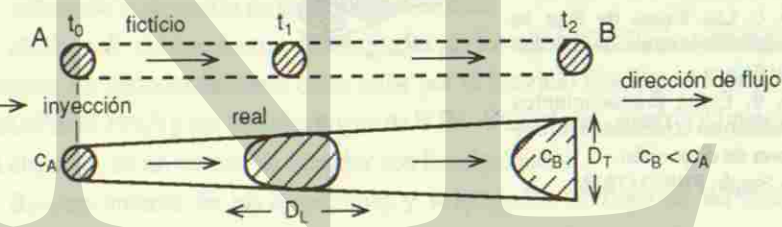


Figura 90: El cono de dispersión.— Arriba: Transporte ficticio de la nube de inyección de A a B solamente por convección, si no existiera la dispersión (flujo cilíndrico), después de los tiempos t_1 y t_2 .— Abajo: Causado por la dispersión, realmente el transporte de A a B se efectúa en forma de cono. La concentración C_B en el punto B es más pequeña que la concentración inicial C_A .

El transporte de un trazador o de una sustancia contaminante en el acuífero es influido por

- la dispersión mecánica
 - la difusión molecular
 - turbulencias
 - fenómenos de absorción, desorción, reacción química (intercambios con el acuífero), destrucción
- } dispersión hidrodinámica

La dispersión hidrodinámica entonces consiste en la dispersión mecánica y la difusión molecular. Esta última es causada por los movimientos térmicos de las moléculas del agua y es solamente de importancia, si la velocidad efectiva u cumple la condición siguiente:

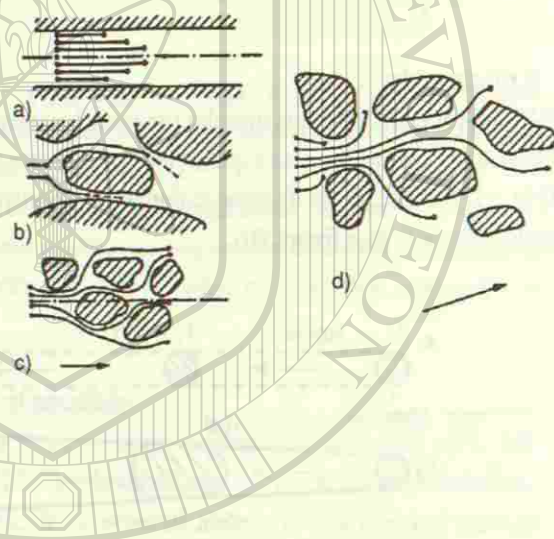
$$u < 5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s } (= 0.4 \text{ m/d})$$

Si u se acerca a 0, la dispersión mecánica se vuelve despreciable.

La dispersión mecánica es causada por las velocidades y los caminos diferentes de las partículas de agua (véase figura 91).

Figura 91: Dispersión mecánica, causada por velocidades y caminos diferentes de los partículas de agua en el acuífero.

- a: La velocidad depende de la distancia de la superficie de la matriz sólida.
- b: La velocidad depende de los diámetros varios de los poros.
- c: Las líneas de flujo se desvían de la dirección principal del flujo.
- d: Estos procedimientos resultan en la formación de una zona de dispersión.
- Según FRIED (1976).



La dispersión hidrodinámica determina la distribución espacial y temporal de un trazador o de un contaminante en el flujo del agua subterránea. Según las 3 dimensiones se diferencian:

- Dispersión longitudinal (Coeficiente de dispersión D_L [m^2/s])
- Dispersión transversal (Coeficiente de dispersión D_T [m^2/s])
- Dispersión vertical (Coeficiente de dispersión D_v [m^2/s])

Para un acuífero, que consiste en una capa, vale: $D_T \approx D_v$.

Generalmente D_L es aproximadamente 6 - 20 veces más grande que D_T .

Por eso en los ensayos de trazador y en el cálculo de la propagación de contaminaciones se toma en consideración normalmente sólo la dispersión longitudinal.

La dispersión hidrodinámica es proporcional a la velocidad de flujo efectiva u :

$$D_L = \alpha_L \cdot u \text{ [m}^2/\text{s]},$$

en lo cual α_L : Dispersividad o Longitud de Dispersión [m].

La dispersividad se considera como parámetro específico de acuífero. Sin embargo, en ensayos de trazadores de campo se observó, que al contrario a los ensayos de laboratorio, la dispersividad α depende de la distancia de flujo, por lo que resulta que α aparentemente no es constante.

La dispersividad α depende además de las propiedades del fluido.

El ensayo de trazador como método hidrogeológico

Generalidades

Un ensayo de trazador consiste en la inyección de una sustancia apta para marcar el agua subterránea fluyendo y en la observación de todas las salidas posibles del trazador, mediante la medición de sus concentraciones.

Las técnicas de ensayo fueron desarrolladas en los años 50 -70 de este siglo, especialmente en regiones de carst, entre otros por el Servicio Geológico Freiburg/Alemania (KÄSS 1992) y por hidrogeólogos de la Ex-Yugoslavia, Austria y Francia.

Los objetivos de un ensayo de trazador son los siguientes:

- Reconocimiento de las direcciones y velocidades de flujo de las aguas subterráneas
- Reconocimiento de conexiones hidráulicas subterráneas, por ejemplo entre una zona de pérdida de agua de un río y un manantial (véase figura 128)
- Delimitación de cuencas hidráulicas subterráneas (figura 29)
- Determinación de parámetros de acuífero: Porosidad cinemática ω , dispersividad α_L , conductividad hidráulica K .

Trazadores utilizados

El trazador ideal se mueve por el agua sin reducción o aumento de su concentración, causada por otros efectos además de la dilución y dispersión. Ni se reduce por absorción, ni por filtración o destrucción etc. Su límite de prueba analítico y su carga natural deben ser muy bajo. Además que no sea ni tóxico ni dañino en otra forma, ni demasiado costoso.

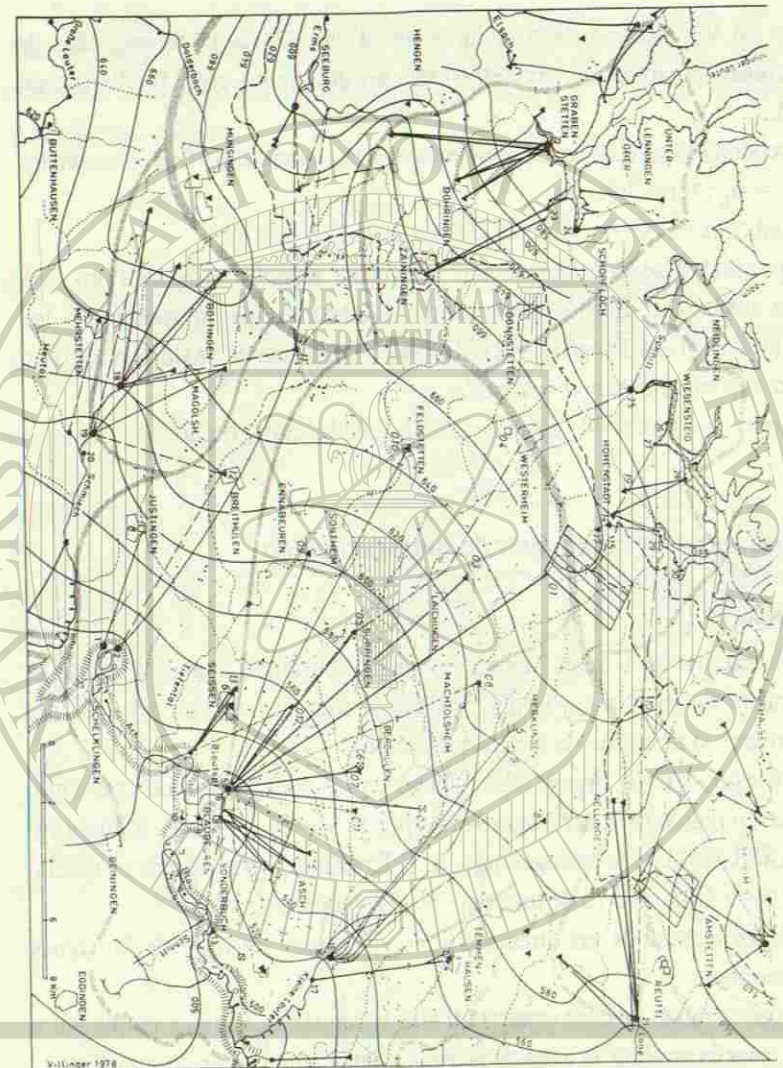


Figura 92 (página opuesta): Carta hidrológica de carst de la cuenca del Manantial Blau (Jurásico Superior, Alemania del Sur), con los ensayos de trazador marcados. Los parteaguas de carst primarios y secundarios se basan en los resultados de los numerosos ensayos de trazador realizados en esta región. Se observan las discrepancias entre los parteaguas subterráneos y superficiales.— Tomado de VILLINGER (1978).

Manantiales de Carst Caudal medio

> 1000 l/s
 - 1000 l/s
 - 200 l/s
 > 50 l/s

Pozo

Dolina
 Cueva

Puntos de Inyección con
 Dirección de Flujo, Trazador

Uranina
 Eosina con LiCl
 NaCl
 Uranina con NaCl
 Aguas Usadas etc.

Aguaero

Concentraciones máx.

> 50 mg U / m³
 > 50 mg U / m³
 < 1 mg U / m³

Parteaguas primarios de Carst
 Parteaguas secundarios

Ninguna sustancia posee todas las propiedades de un trazador ideal, sin embargo, existen ciertos compuestos que cumplen algunas de estas condiciones:

- Colorantes: Uranina, Eosina
- Trazadores químicos: LiCl, NaCl
- Trazadores radioactivos: ⁸²Br, ¹³¹I Na, ³H (tritio)
- Isótopos estables: ²H, ¹⁸O.

Los trazadores más usados en la Hidrogeología Aplicada son los colorantes fluorescentes Uranina y Eosina.

Ejecución y manejo de un ensayo de trazador (véase ejemplo figura 92)

- Se elige un punto de inyección (o varios si se utilizan varios trazadores). La inyección es normalmente del tipo de punto espacial y temporal
- Se eligen los puntos de observación que son todos los puntos en los cuales el trazador podrá salir (manantiales, pozos, ríos)
- Se establece un programa detallado de ensayo que contiene los detalles de la inyección, los puntos de observación y el ritmo del muestreo en estos últimos. Las distancias temporales entre los muestreos individuales se aumentan en el transcurso del ensayo desde pocas horas hasta semanas
- Se inyecta el trazador junto con unos metros cúbicos de agua y se toman las muestras de agua en los puntos de observación según el ritmo temporal previsto en el programa
- Se miden las concentraciones del trazador en el laboratorio (las concentraciones de los colorantes se miden por la espectro-fotometría)
- Se evalúan los datos.

El tiempo de duración de un ensayo de trazador depende de las velocidades de flujo del agua subterránea y de las distancias entre el punto de inyección y los puntos de observación. Normalmente se necesita desde un mes hasta un año.

Evaluación

Con base en las concentraciones medidas C y al tiempo t desde el tiempo de inyección t₀, se construye una curva de paso de trazador para cada punto de observación (véase figuras 93 y 94). Esta tiene forma de una curva de repartición GAUSS deformada. Su forma (ancha o delgada) depende del coeficiente de dispersión (alto o bajo). Además se construye una curva acumulativa.

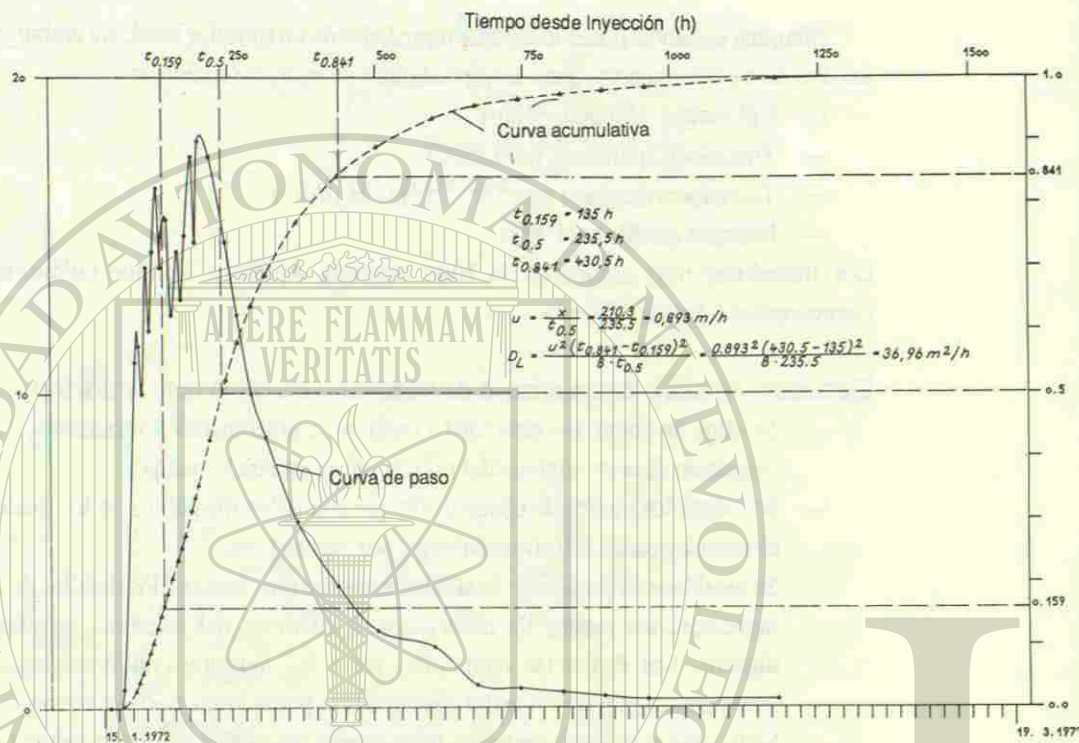


Figura 93: Ejemplo para la evaluación de un ensayo de trazador, realizado con uranina en un acuífero de gravas. La evaluación se basa en la curva de paso y en la curva acumulativa. La distancia x (normalmente anotado como l) entre el punto de inyección y el punto de observación es de 210.3 m. Tannheim/ller (Alemania del Sur). — Según SCHWEIZER et al. (1986).

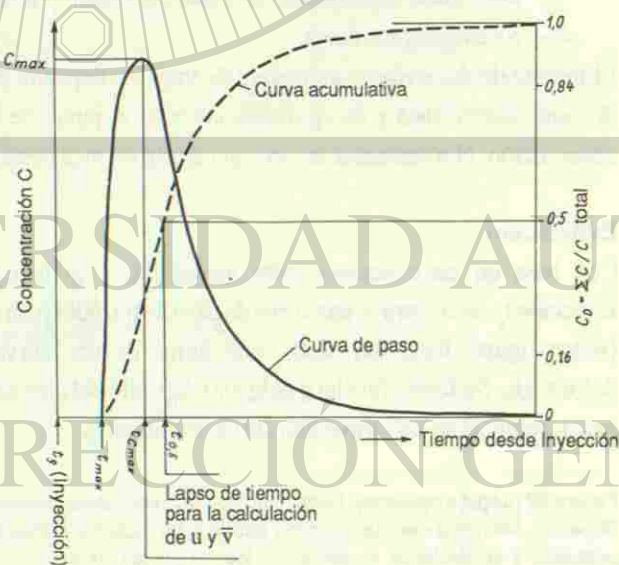


Figura 94: Definición de tiempos de flujo en base a curvas esquemáticas de trazador. — Según SCHWEIZER et al. (1986).

De la curva de paso y de la curva acumulativa se toman los tiempos t_{max} , t_{Cmax} y $t_{0.5}$. En base a estos tiempos y a la distancia l entre el punto de inyección y el punto de salida se calculan las velocidades de flujo v_{max} , v_{Cmax} , $v_{0.5}$ (véase figura 94). La tabla 5 muestra las concepciones de los tiempos y velocidades diferentes.

Tiempo [s]	Velocidad [m/s, m/h, m/d]	
t_0	tiempo de inyección	
t_{max}	tiempo de la primera aparición del trazador	v_{max} velocidad máxima
t_{Cmax}	tiempo del paso de C_{max}	v_{Cmax} velocidad dominante
$t_{0.5}$	tiempo del paso de 50% del trazador ($\Sigma C/C_{total} = 0.5$)	$v_{0.5}$ velocidad mediana
Entre t_{Cmax} y $t_{0.5}$		\bar{v} velocidad media de distancia

Tabla 5: Concepciones de tiempos y velocidades de flujo correspondientes a ensayos de trazador

La velocidad media de distancia \bar{v} es el promedio de todas las velocidades individuales, según la ecuación:

$$\bar{v} = \frac{\int_0^x C(t) dt}{\int_0^t C(t) dt} \quad [m/s] \quad (34)$$

en donde x [m] es la distancia entre el punto de inyección y el de la observación.

La velocidad media \bar{v} se encuentra en las curvas de paso de trazador entre la velocidad dominante v_{Cmax} y la velocidad mediana $v_{0.5}$, las cuales normalmente están muy cercas (figura 94).

En el caso monodimensional la velocidad media \bar{v} corresponde a la velocidad efectiva u (ó velocidad de distancia ó velocidad hidrodinámica), la que está definida por la ecuación:

$$u = v/p_e = k \cdot i/p_e \quad \text{®}$$

(en base a la Ley de DARCY, véase páginas 49 y 61, ecuaciones 6 y 18). Entonces vale:

$$v_{max} > v_{Cmax} > \bar{v} \approx u > v_{0.5}$$

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

Las principales relaciones 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.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

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

Las principales relaciones principales en el 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.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

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.

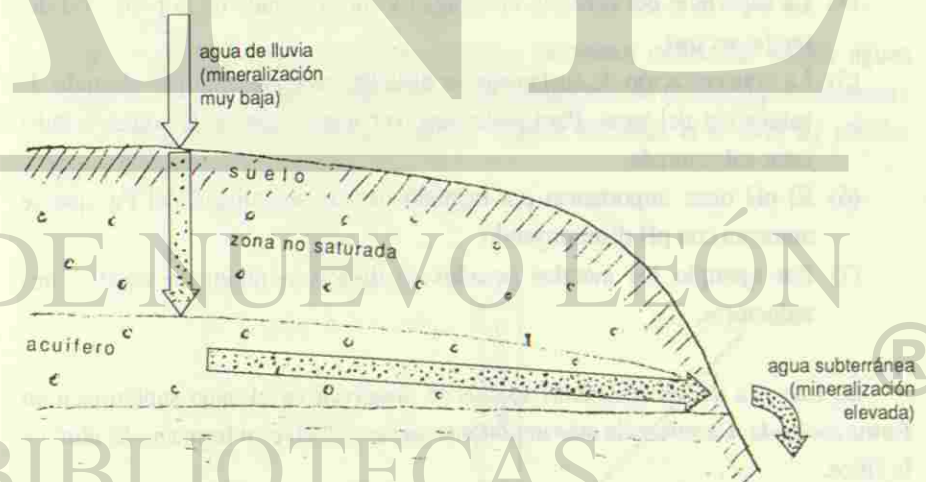


Figura 95: La mineralización del agua subterránea durante su transcurso por el subsuelo. La concentración de sustancias sólidas disueltas aumenta normalmente durante el curso subterráneo del agua.

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 hidrogeología: 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.

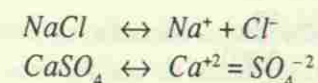
Las concentraciones de las sustancias disueltas en el agua subterránea se determinan por el *análisis químico del agua*. Las unidades de medición de la concentración de sustancias disueltas son:

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.

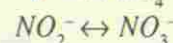
Oxidación y reducción

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.

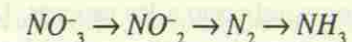
Reducción: Combinación con hidrógeno o pérdida de oxígeno, lo que es equivalente a la ganancia de electrones o a la disminución de escalón de valencia.

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.

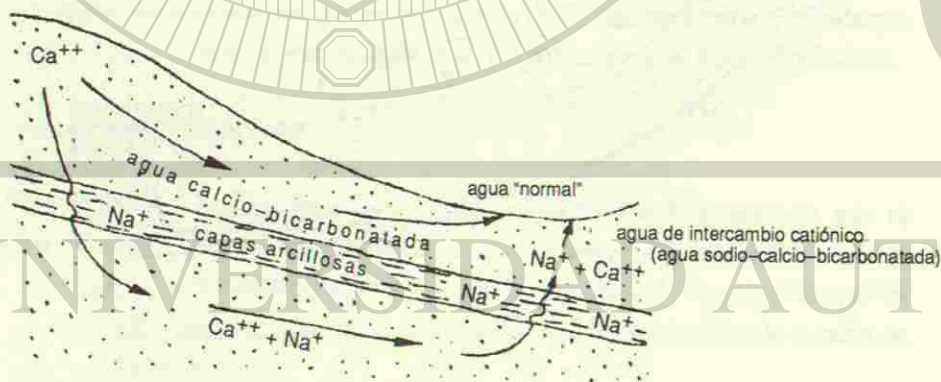
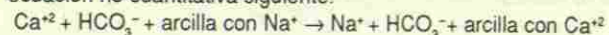


Figura 98: Intercambio catiónico de un agua bicarbonatada. El agua del sistema profundo pasa por capas arcillosas que contienen cargas de sodio. Su concentración de Ca^{+2} se disminuye, mientras que su concentración de Na^+ se aumenta. La reacción se puede presentar por la ecuación no cuantitativa siguiente.



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 las 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.

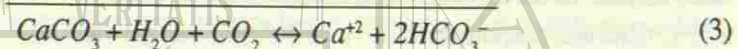
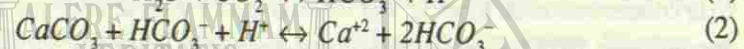
Algunas sustancias se disuelven más fácilmente en aguas subterráneas de pH bajo (metales pesados, hierro). La sílice se disuelve más fácil en aguas subterráneas de pH alto.

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 CO_2 se aumenta, la reacción corre de la izquierda a la derecha y se disuelve $CaCO_3$; si la concentración de CO_2 se disminuye, la reacción corre de la derecha a la izquierda y se precipita $CaCO_3$.

El CO_2 en aguas bicarbonatadas se llama: ácido carbónico libre
o: agresivo
o: excedente.

El HCO_3^- se llama : ácido carbónico ligado.

La solubilidad del gas CO_2 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 CO_2 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 CO_2 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 $CaCO_3$ 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 AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN * FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA RESULTADOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS 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]
Agua bicarbonatada:					
Ojo de Agua Abajo (Sierra Madre Oriental, Cañon Potosi, Linares N.L.) Acuífero cárstico	163.4	13.6	2.3	250	335
Agua sulfatada:					
Nacimiento Río Potosí, Galeana N.L. Capas con yeso	75	1626	4.5	2298	2220
Agua clorurada-sulfatada:					
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
Dureza de calcio	concentración de Ca ⁺²
Dureza de magnesio	concentración de Mg ⁺²
Dureza total	concentración de Ca ⁺² + Mg ⁺² ®



Los constituyentes químicos principales de las aguas subterráneas

Total de sólidos disueltos

El total de sólidos disueltos (TSD, STD o SDT) consiste en el residuo seco después de evaporación a 110°C. No es igual al total de los sustancias disueltos en la muestra original por

- gases, que se liberan
- bicarbonato, que se convierte en carbonato
- sulfato, que se convierte en yeso ($\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$)
- algunos iones, que se volatilizan (Cl^- , NO_3^-).

Rango de concentraciones: < 10 mg/l (agua de lluvia) – 300,000 mg/l (salmueras). Normalmente el total de sólidos disueltos no debe sobrepasar a 1000 mg/l en agua potable y a 3000 mg/l en agua de riego.

El esquema siguiente presenta una sobrevista de los sólidos disueltos en aguas subterráneas:

Constituyentes principales (1.0 – 1,000 mg/l):

Cationes	Aniones
sodio	bicarbonato
calcio	sulfato
magnesio	cloruro
	sílice

Constituyentes secundarios (0.01 – 10.0 mg/l)

hierro	nitrato
potasio	carbonato
	fluoruro
	boro

Constituyentes menores

estroncio, litio,	fosfato, nitrito...
mangano, amonio	

Cationes

Calcio (Ca^{+2})

Origen primario (minerales de rocas cristalinas): Plagioclasas, Piroxenos, Anfíboles, Apatita; especialmente en rocas básicas.

Origen de los iones disueltos: Calcita en sedimentos carbonatados (Calizas, Dolomías); Anhidrita, Yeso (CaSO_4). Acuíferos cársticos. Suelos de rocas básicas.

Condiciones para la disolución en el agua subterránea: Disolución de CaCO_3 en presencia de CO_2 (distorsión del equilibrio cal-bióxido de carbono, véase págs. 107–109).

Rango de concentraciones: Disolución saturada: 13 mg/l (agua pura) – 200–300 mg/l (agua con CO_2).— Aguas de gran profundidad (salmueras de Cl^-) contienen hasta 50,000 mg/l Ca^{+2} .

La concepción *dureza de agua* (véase pág. 113) se refiere a la concentración de los cationes Ca^{+2} , Mg^{+2} .

Magnesio (Mg^{+2})

Origen primario (minerales de rocas cristalinas): Olivino, Biotita, Piroxenos, Anfíboles, etc, especialmente en rocas básicas.

Origen de los iones disueltos: Dolomita en sedimentos carbonatados (Dolomías, Calizas). Generalmente las Calcitas también contienen poco Mg.— Suelos de rocas básicas.

Condiciones para la disolución en el agua subterránea: Como las del Ca, sin embargo, la solubilidad de carbonato de Mg es mucho mayor que la de carbonato de Ca. No obstante la concentración de Mg^{+2} en aguas subterráneas normalmente es menor que la del Ca^{+2} por:

- la abundancia de Ca en la corteza terrestre (Mg no existe en feldspatos)
- la solubilidad lenta de dolomía (no obstante de que el agua del mar contiene 5 veces más Mg^{+2} que Ca^{+2}).

Rocas ricas en Mg como acuíferos pueden causar concentraciones del Mg^{+2} más altas que del Ca^{+2} .

Rango de concentraciones: normalmente 1 – 40 mg/l, en acuíferos de rocas ricas en Mg: hasta 100 mg/l.

Aguas sulfatadas de alta concentración de Mg^{+2} tienen sabor amargo.

Sodio (Na^+)

Origen primario (minerales de rocas cristalinas): A diferencia del calcio y del magnesio el sodio no se presenta como uno de los constituyentes fundamentales de las rocas: Plagioclasas (Albita). Nefelinas etc.

Origen de los iones disueltos en el agua subterránea: Halita de rocas evaporíticas, arcillas de sedimentos marinos (Na^+ intercambiable, originado del agua del mar, véase pág. 106) intrusiones de agua del mar en acuíferos costeros.

Condiciones para la disolución: Debido a su solubilidad muy alta (punto de saturación de NaCl (20°): 264,000 mg/l), el Na^+ se concentra en el mar y en cuencas desérticas. El único proceso de movilización de Na^+ de las aguas naturales es el intercambio catiónico (por ejemplo cambio de un agua bicarbonatada cálcica en un agua bicarbonatada sódica y viceversa, véase pág. 106).

Rango de concentraciones: 0.2 mg/l (agua de lluvia) – 100,000 mg/l (salmueras). – Aguas subterráneas de mineralización baja: 1 – 20 mg/l. Aguas minerales cloruradas: > 1,000 mg/l.

Véase Cloruro.

Potasio (K^+)

Origen primario (minerales de rocas cristalinas): Ortoclasa, Biotita, Leucita etc.

Origen de los iones disueltos en el agua subterránea: Silvina (evaporitas), suelos (arcillas).

Condiciones para la disolución en el agua subterránea: A pesar de su gran presencia en la corteza terrestre y de su alta solubilidad, el K^+ se encuentra en una concentración de más o menos diez veces inferior al la del Na^+ , hecho que se debe en primer lugar a su fijación firme en la estructura de las arcillas.

Rango de concentraciones: Mismo orden de magnitud que Na^+ ; sin embargo la mayoría de las aguas subterráneas contiene menos de 10 mg/l de K^+ .

Aniones

Cloruro (Cl^-)

Origen primario: Componente menor de la corteza terrestre: Sodalita y apatita son los únicos minerales que contienen Cl como constituyente fundamental; además contenido en mica, hornblenda, vidrios volcánicos. La gran mayoría del Cl de la corteza terrestre la contiene el agua del mar (100 veces más que en el total de las rocas), probablemente aportado por emanaciones gaseosas.

Origen de los iones disueltos en el agua subterránea: Evaporitas, agua marina atrapada en sedimentos (aguas fósiles, "formation water"), agua de lluvia (junto con el Na como NaCl), suelos de basalto. Véase ejemplo pág. 157).

Condiciones para la disolución en el agua subterránea: Todas las sales del Cl son altamente solubles (véase también Na^+ y K^+). En base a su insensibilidad al intercambio iónico se enriquece más en las aguas subterráneas que el Na^+ .

Rango de concentraciones: 0.1 – 150,000 mg/l. En las regiones lluviosas normalmente < 30 mg/l; en las regiones áridas frecuentemente > 1,000 mg/l. Las concentraciones bajas en acuíferos de rocas libres de Cl (p.e. areniscas cuarcíticas) normalmente provienen de la lluvia (concentraciones en agua de lluvia en zonas costeras: 3 – 6 mg/l, hasta 150 km de la costa: 1 mg/l, hasta 800 km de la costa: 0.3 mg/l).

En zonas áridas el NaCl se enriquece en suelos salados por ascenso capilar y evaporación del agua subterránea.

Sulfato (SO_4^{-2})

Origen primario: El azufre (S) es un constituyente menor en rocas cristalinas, sin embargo se encuentra en sedimentos como constituyente de la pirita, originalmente aportado por emanaciones volcánicas. Por intemperismo (oxidación) se transforma en SO_4^{-2} .

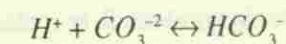
Origen de los iones disueltos: Evaporitas (yeso, anhidrita); suelos de sedimentos y acuíferos que contienen pirita o marcasita; agua de lluvia (< 2mg/l), polvo. El sulfuro de hidrógeno (H_2S) alcanza la atmósfera por emanaciones volcánicas y por reducción bacteriana en zonas pantanosas.

Condiciones para la disolución en el agua subterránea: Los sulfatos se disuelven fácilmente con excepción del sulfato de bario.

Rango de concentraciones: 0.2 mg/l (agua de lluvia y aguas reducidas, véase pág. 105) – 100,000 mg/l (salmueras); en acuíferos sin concentración elevada de SO_4^{-2} o S generalmente < 100 mg/l.

Bicarbonato (HCO_3^-) y carbonato (CO_3^{-2})

Arriba del pH 8.2 el ion HCO_3^- se transforma en CO_3^{-2} según



La transformación corre de la izquierda a la derecha, si

pH < 8.2

y de la derecha a la izquierda, si

pH > 8.2.

Ya que la mayoría de las aguas subterráneas tienen un pH < 8.2, los aniones del ácido carbónico normalmente están presente como bicarbonato (HCO_3^-).

Origen primario: Bióxido de carbono (CO_2) de la atmósfera y de emanaciones volcánicas.

Origen de los iones disueltos: CO_2 de los suelos (raíces de plantas); intemperismo de calizas, dolomías y rocas carbonatadas arcillosas; acuíferos carbonatadas (cársticos).

Condiciones para la disolución en aguas subterráneas: La disolución de CaCO_3 (MgCO_3) exige la presencia de ácido de carbono libre (CO_2) según pág. 108).

Rango de concentraciones: 10 – 800 mg/l; normalmente 50 – 400 mg/l.

La *alcalinidad* es la cantidad de ácido sulfúrico (1 normal) necesaria para llevar una muestra de agua subterránea a un pH de 4.5. La alcalinidad es debida casi exclusivamente a la presencia de HCO_3^- y CO_3^{2-} .

Nitrato (NO_3^-)

Origen primario (rocas ígneas): Pequeñas cantidades de amoníaco NH_3 o de nitrato soluble en la roca.

Origen de los iones disueltos: La mayor parte del nitrato presente en aguas subterráneas naturales tiene un origen orgánico (descomposición de proteínas, oxidación de la proteína en amoníaco–nitrito–nitrato).

Condiciones para la disolución en aguas subterráneas: El nitrato es tan altamente soluble que se moviliza del agua subterráneas únicamente a través de la actividad orgánica o mediante la evaporación.

Rango de concentraciones: 0.1 – 10.0 mg/l en aguas subterráneas sin contaminaciones. Concentraciones más elevadas normalmente son una indicación para una contaminación antropogénea (hasta > 1000 mg/l por sobre abono en los sembradíos).

Sales de nitrato se encuentran enriquecidas por ascenso capilar y evaporación en los suelos de las zonas áridas. Allí las aguas subterráneas naturales pueden contener concentraciones elevadas de nitrato.

La Sílice

Origen primario (rocas cristalinas): Después del oxígeno, el silicio es el elemento más abundante en la corteza terrestre (minerales silicatados). Pese a ello, el silicio ocupa solamente un lugar secundario entre los elementos disueltos más abundantes.

Origen de la sílice disuelta: Suelos de rocas silicatadas (intemperismo especialmente de feldspatos y de minerales de arcilla).

Condiciones para la disolución: Baja solubilidad en agua, en forma molecular. La solubilidad se aumenta con el pH. Se encuentra en el agua en forma de ácido silícico (H_4SiO_4).

Rango de concentraciones: Normalmente 5 – 40 mg/l; aguas termales hasta 400 mg/l.

Constituyentes menores

Hierro (Fe^{+2} , Fe^{+3}) y manganeso (Mn^{+2} , Mn^{+4})

Origen primario: Magnetita, pirita, biotita, piroxenos, anfíboles, granates.

Origen de los iones disueltos en el agua subterránea: Suelos por intemperismo de estos minerales, acuíferos que contienen estos minerales.

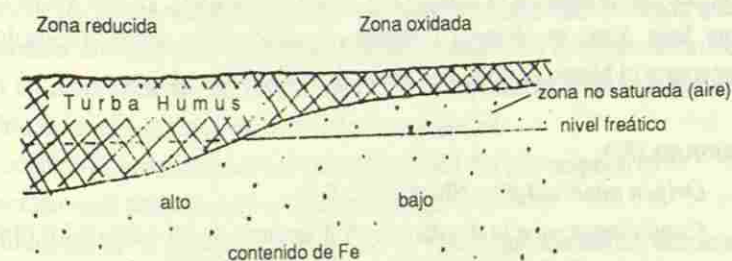
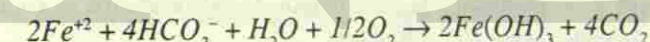


Figura 99: En acuíferos sin zona de aeración, cubiertos de suelos de alto contenido de material orgánico, se encuentran concentraciones elevadas de hierro y de manganeso en el agua reducida. Donde existe una zona de aeración, la concentración del hierro en el agua subterránea está baja.

Condiciones para la disolución: Los productos del intemperismo de los minerales primarios (combinaciones oxidadas del hierro de 3 valencias como goetita, hematita) en pH normal son poco solubles. Como todos los metales pesados el ion de hierro reducido, Fe^{+2} , tiene solubilidad más alta, así que en aguas reducidas se encuentran concentraciones de hierro elevadas (véase figura 99). En salidas de aguas subterráneas reducidas se encuentran precipitaciones de hidróxido de hierro $\text{Fe}(\text{OH})_3$, de color rojizo, formadas por contacto de los iones Fe^{+2} con el aire (véase figura 100) por la reacción siguiente:



A ésta reacción contribuyen actividades de bacterias.

El hierro en forma oxidada se mueve también en complejos orgánicos. Tiene solubilidad en un pH bajo.

Rango de concentraciones: En el caso de concentraciones elevadas normalmente 0.1 – 1 mg/l.

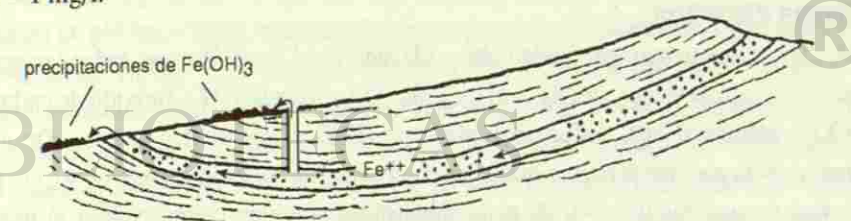


Figura 100: Precipitaciones de hidróxido de hierro en manantiales y pozos indican el carácter reducido del agua subterránea brotando. El hidróxido de hierro se forma por oxidación del Fe^{+2} , causado por el contacto con el aire.

Junto con el hierro muchas veces se observa el **Manganeso** (Mn^{+2} , Mn^{+4}), que tiene propiedades geoquímicas muy similares al hierro. Los óxidos del manganeso de valencias elevadas tienen color negro. Las concentraciones del Mn en el agua subterránea son menores a las del Fe.

Para evitar precipitaciones de hierro y manganeso, las muestras de agua tienen que ser preparadas en el campo por ácido clorhídrico, ya que Fe es soluble en pH muy baja. Esto se observa también en suelos muy ácidos (Podsoles), donde se transporta el hierro en forma oxidada de arriba hacia abajo.

Fluoruro (F^-)

Origen mineralógico: Fluorita (CaF_2).

Condiciones para la disolución: A diferencia de las sales de los otros halógenos, los compuestos de F tienen una solubilidad baja. Por la solubilidad baja de la fluorita, la concentración del F⁻ en las aguas subterráneas es reducida.

Rango de concentraciones: Generalmente 0,01 – pocos mg/l (límite de tolerancia para agua potable : 1,5 mg/l). Las concentraciones elevadas se encuentran en aguas subterráneas que tienen contacto con vetas de fluorita.

Boro (B)

Origen primario: Algunas turmalinas contienen B.

Condiciones para la disolución en aguas subterráneas: Disuelto como H_3BO_3 (ácido bórico; en estado sólido: mineral *sasolina*). Ácido muy débil; se disuelve fácilmente en agua caliente (aguas termales), pero poco en agua fría.

Rango de concentraciones: Normalmente 0,01 – 1,0 mg/l. En aguas termales de terrenos volcánicos y en salmueras de yacimientos de hidrocarburos se encuentran concentraciones elevadas hasta 10 – 100 mg/l.

El boro es un elemento fundamental para el crecimiento de las plantas, pero resulta tóxico arriba de una concentración de 3 – 4 mg/l en aguas de riego (para cítricos es tóxico desde 0,5 mg/l).— Trazador involuntario para aguas usadas y aguas lixiviadas de basureros, ya que el B se encuentra en muchos detergentes.

Gases disueltos

Muchos gases tienen solubilidad alta o elevada en el agua. Por eso todas las aguas subterráneas contienen gases como oxígeno (O_2), nitrógeno (N_2), bióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), sulfuro de hidrógeno (H_2S), gases nobles y otros. De gran importancia para los procesos químicos en el agua son particularmente O_2 y CO_2 , por lo que un análisis químico de agua subterránea completo comprenderá al menos estos dos gases. Para preguntas especiales se necesitan análisis de los gases correspondientes.

Por su efecto sofocante el CO_2 puede ser peligroso para el hombre al entrar en pozos, cuevas o captaciones de agua subterránea ricas en este gas. En estos lugares las acumulaciones de CH_4 pueden presentar peligro de inflamación. H_2S en concentraciones arriba de 1,0 mg/l inutiliza el agua para el consumo humano y animal a causa de su olor repugnante y su toxicidad. Por el descenso de presión en las proximidades de los pozos, los gases disueltos se pueden desprender de modo que las burbujas gaseosas disminuyen la permeabilidad del acuífero. La concentración de un gas disuelto en agua depende de la presión, de la temperatura y de la solubilidad individual de este gas. La solubilidad de todos los gases es

- directamente proporcional a la presión parcial del gas respectivo e
- inversamente proporcional a la temperatura.

La disminución de la presión, por ejemplo en aguas que ascienden desde altas profundidades a la superficie en pozos o manantiales, causa la liberación de gases disueltos en forma de burbujas hasta erupciones por el efecto de *gas-lift* (véase pág. 80).

El aumento de la temperatura del agua saliendo de manantiales por el contacto con el aire más caliente causa el desprendimiento de gases disueltos, lo que juega un papel importante en el caso del bióxido de carbono (precipitación de travertino, véase pág. 108).

Oxígeno (O_2)

El O_2 se disuelve fácilmente en el agua en forma tal que éste se infiltra con las aguas de lluvia y alcanza a los acuíferos. Durante su paso subterráneo el O_2 puede ser consumido por oxidación de sustancias reductoras como material orgánico o pirita hasta su desaparición total en aguas reducidas (véase pág. 105, figura 97).

Aguas subterráneas ricas en oxígeno muestran concentraciones de aproximadamente 5 mg/l O_2 .

Bióxido de Carbono (CO_2)

El CO_2 entra en el círculo hídrico subterráneo por las aguas de lluvia y por la producción vegetal en los suelos. Altas concentraciones de CO_2 libre en el agua causan un pH bajo. Tiene importancia enorme para la hidrogeoquímica por cambiarse en el anión HCO_3^- y por su papel decisivo para la disolución de los carbonatos, particularmente en la carsificación (véase págs. 108 y 158). Normalmente las concentraciones de CO_2 en las aguas subterráneas son del orden de 1 – 100 mg/l.

De origen diferente es el CO_2 juvenil, subiendo de zonas profundas de la corteza, especialmente en regiones volcánicas. Bajo altas presiones las aguas subterráneas de sistemas de flujo profundos pueden enriquecerse hasta concentraciones arriba de 1000 mg/l (aguas ácidas de alta mineralización; yacimientos de CO_2).

Nitrógeno (N₂)

Como constituyente principal del aire, el N₂ así como el O₂ entra en el ciclo hídrico subterráneo principalmente por los aguas de lluvia. Este gas químicamente bastante inerte se puede enriquecer en sistemas de aguas subterráneas profundas por el consumo del O₂, de manera que los gases disueltos en aguas reducidas alcanzan contenidos de nitrógeno de 97%.

Sulfuro de Hidrógeno (H₂S)

Los aniones S⁻² del sulfuro de hidrógeno se originan en primer lugar en los iones SO₄⁻² reducidos por escasez de oxígeno en aguas fuertemente reducidas. Por eso se encuentran a menudo en aguas subterráneas profundas que se recargan en zonas ricas en yeso y anhidrita. Normalmente la reducción a S⁻² no es completa, de manera que en estas aguas aún se encuentra SO₄⁻². El olor característico de H₂S se siente incluso en concentraciones abajo de 1 mg/l.

Metano (CH₄)

El metano se encuentra en concentraciones elevadas en aguas profundas en la cercanía de yacimientos de hidrocarburos.

Gases Nobles

Ya que los gases nobles son inertes, su concentración en un agua subterránea depende casi exclusivamente de las condiciones de presión y de temperatura en la zona de recarga. Este hecho se puede utilizar para la determinación de la temperatura original del agua subterránea por medición de la concentración de estos gases (*temperaturas de helio*).

Evaluación y presentación de resultados de análisis químicos**Concentración equivalente (meq/l)**

La concentración equivalente se necesita como unidad de medición para investigaciones hidrogeoquímicas comparativas y para la presentación de los resultados de análisis en diagramas, así como para establecer el balance de iones.

La concentración equivalente c (eq) de una sustancia X de una masa definida por análisis m [mg/l] se calcula como sigue:

$$c(eq) = m [mg/l] \cdot \frac{z}{X^{z+,-}} [meq/l],$$

en donde X = peso molecular o atómico de la sustancia X
 z = valencia de la sustancia X.

Ejemplo: Cálculo de c (eq) de 225 mg SO₄⁻²/l

Peso atómico del S: 32.1; peso atómico del O: 16; valencia de SO₄⁻²: 2

$$c(eq) = 225 \times 2 / (32.1 + 4 \times 16) = 450/96.1 = 4.7 \text{ meq/l.}$$

Balance de iones

En un análisis de agua correcto el total de los cationes [meq/l] debe ser igual al total de los aniones [meq/l]. Se checa por realización de un *balance de iones*. Siempre que los totales de los cationes y de los aniones no coincidan, el análisis es o incompleto o erróneo.

Si uno o varios iones, por ejemplo Na⁺ + K⁺, no pueden ser determinados por falta de equipo, la concentración de los mismos se calcula por medio del balance de iones.

Presentación de los resultados en diagramas y cartas

Los resultados de investigaciones hidrogeoquímicas regionales pueden ser presentados en cartas, en las cuales las concentraciones de los iones de interés se representan como columnas o círculos de tamaño correspondiente en los lugares del muestreo.

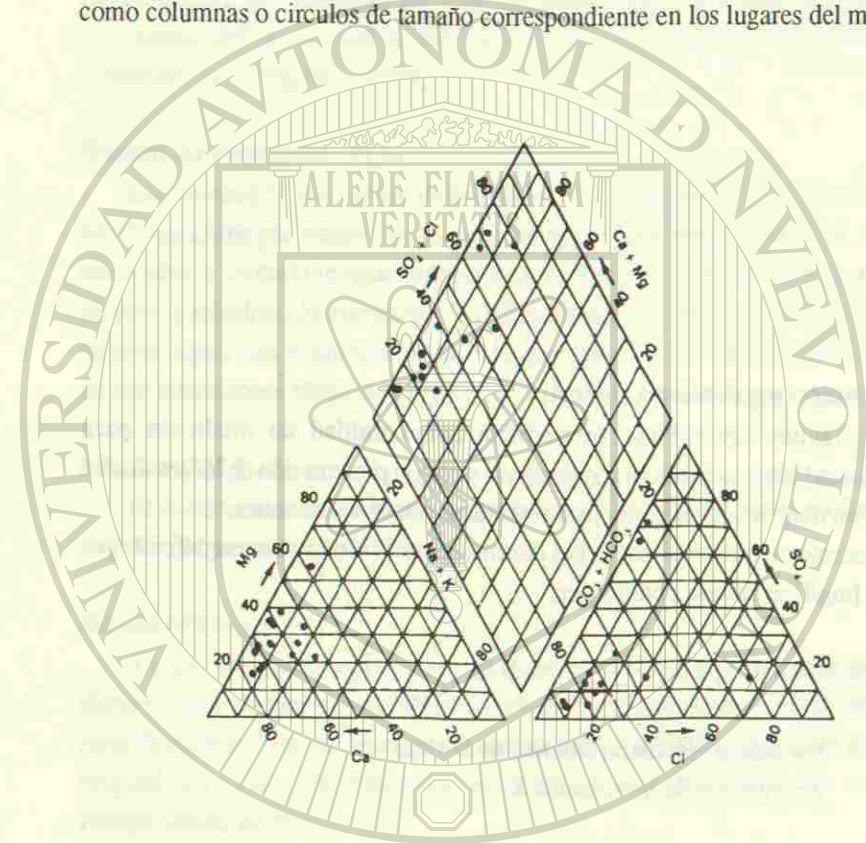


Figura 101: Ejemplo para un diagrama PIPER. Triángulo izq.: cationes. Triángulo der.: aniones. Cada análisis es representado por un punto en cada diagrama.— Tomado de METHODENSAMMLUNG (1990).

Por la multiplicidad de los parámetros químicos de las aguas subterráneas la comparación de resultados de análisis y la presentación de grupos o tipos químicos de una región investigada es bastante difícil. Por eso se desarrollaron muchos sistemas de diagramas diferentes como los de PIPER (figura 101), SCHOELLER (figura 102), TICKEL (figura 103). Más sencillo y sin embargo suficiente en muchos casos es el diagrama triangular de OSANN (figura 104). La distribución geográfica de grupos hidroquímicos se puede mostrar en cartas hidroquímicas sencillas (ejemplo figura 105). Los diagramas de OSANN y de PIPER presentan relaciones entre iones, pero no las concentraciones absolutas de ellos.

Figura 102: Ejemplo para un diagrama semilogarítmico vertical SCHOELLER.—

El ejemplo presenta las concentraciones medias de 8 grupos de salinidad diferente de aguas subterráneas de una región semiárida hasta árida (Djibouti/Africa del Este, véase pág. 157, tabla 10 y figura 121). Se ven las concentraciones absolutas de los grupos 1-6 los que son aguas de predominancia de NaCl, hasta las concentraciones extremadamente altas para ser agua potable del grupo 1. El grupo 8 representa un agua del tipo NaHCO₃ que se formó probablemente por intercambio catiónico (véase pág. 106). El grupo 7 ocupa un estadio intermedio.

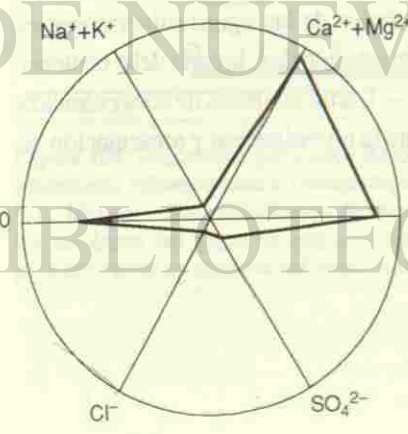
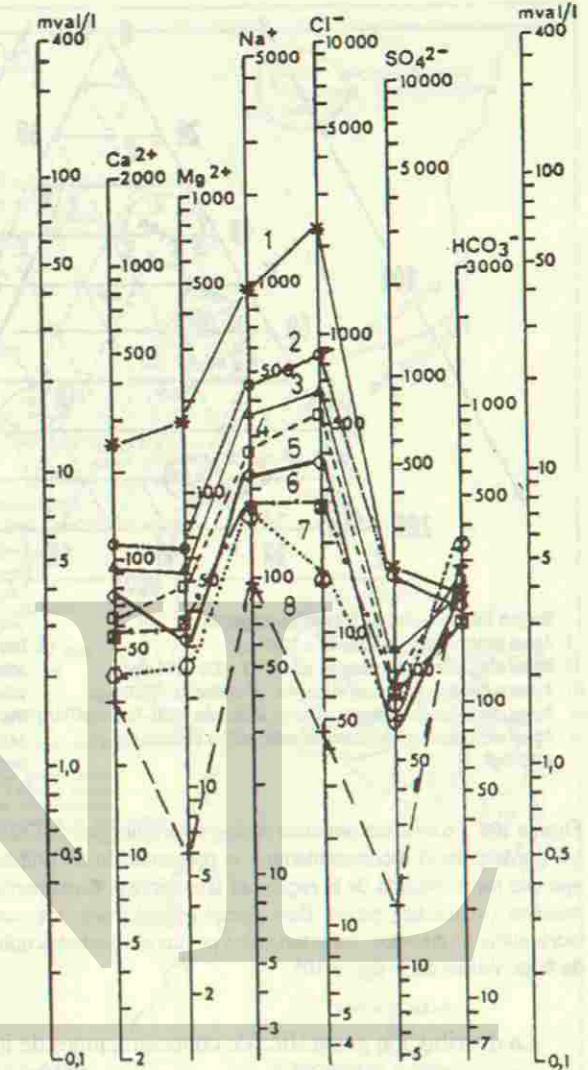


Figura 103: Ejemplo para un diagrama de rayos TICKEL. Por conexión de los puntos de concentración en los rayos de los iones principales se originan polígonos, los que caracterizan las relaciones entre los iones por sus formas.— Tomado de METHODENSAMMLUNG (1990).

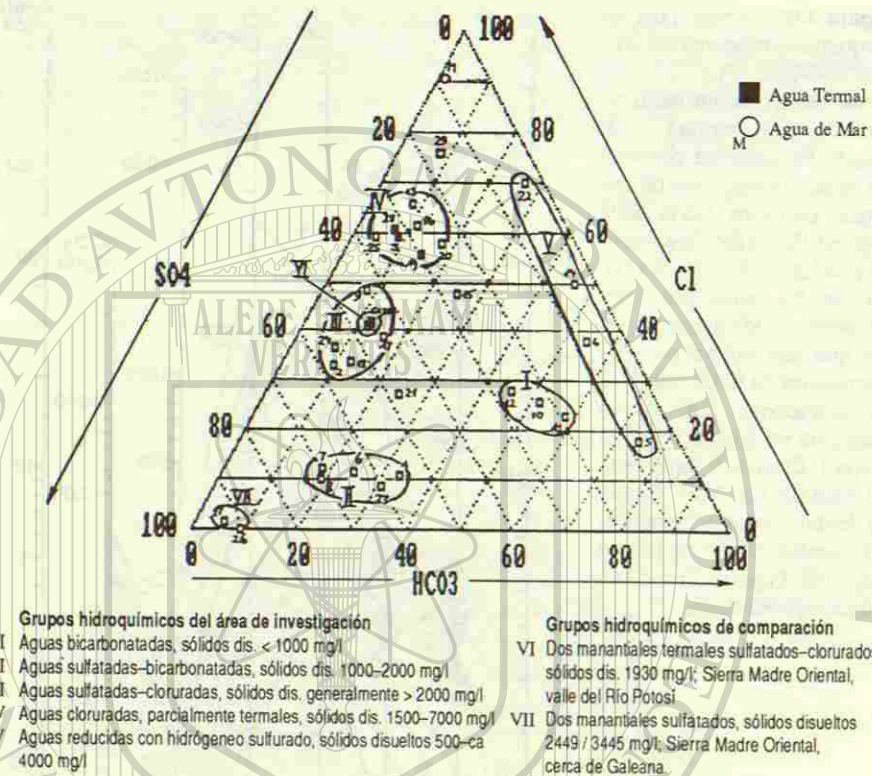


Figura 104: En muchas regiones el diagrama triangular de OSANN de los aniones principales es suficiente para el reconocimiento y la presentación de grupos hidrogeoquímicos, como en el ejemplo representado de la región de Linares N.L. Cada punto en el diagrama representa una muestra (manantial, pozo). Con pocas excepciones, los puntos se dejan reunir en grupos hidroquímicos distintos, caracterizados por las propiedades químicas de los acuíferos o sistemas de flujo. Véase carta figura 105.

La distribución geográfica de concentraciones de iones definidas en un acuífero se muestra por cartas de líneas de concentración igual. Normalmente se construye una carta para cada ion. Ya que el contenido químico de las aguas subterráneas es sujeto a variaciones temporales, particularmente estacionales, la carta debe contener la fecha del muestreo. Véase ejemplo figura 106.— Cartas de líneas de concentración igual se utilizan en la Hidrogeología Aplicada para la investigación y presentación de contaminaciones químicas del agua subterránea.

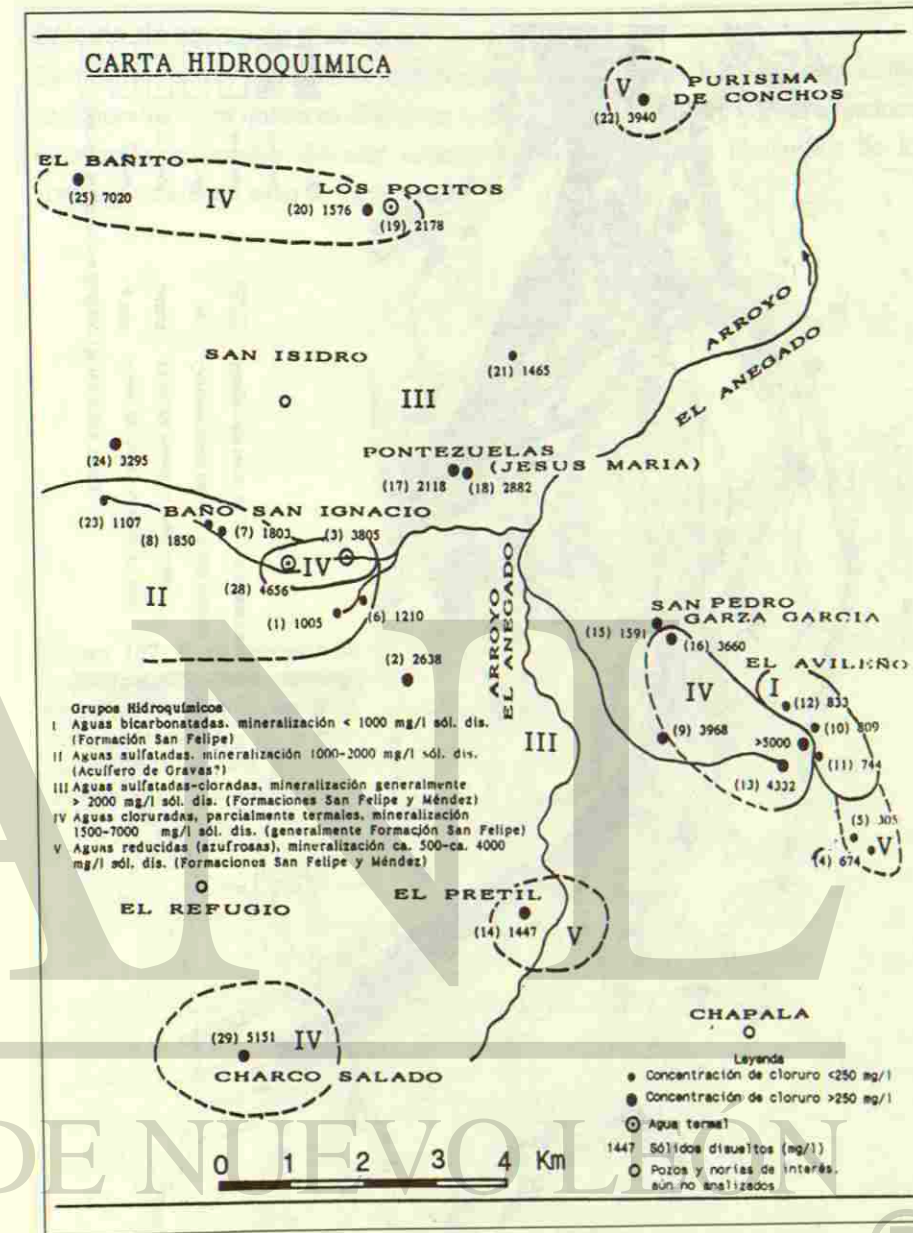


Figura 105: Repartición geográfica de los grupos de aniones (figura 104), con informaciones adicionales hidroquímicas e hidrogeológicas.— Región del Baño San Ignacio, Este de Linares N.L., México.— 501–508: Claves de muestras isotópicas (tabla 11, pág. 142). En los áreas del grupo IV (aguas cloruradas) salen aguas termales. El cloruro se origina probablemente en diápiros del Jurásico dentro de capas cretácicas.

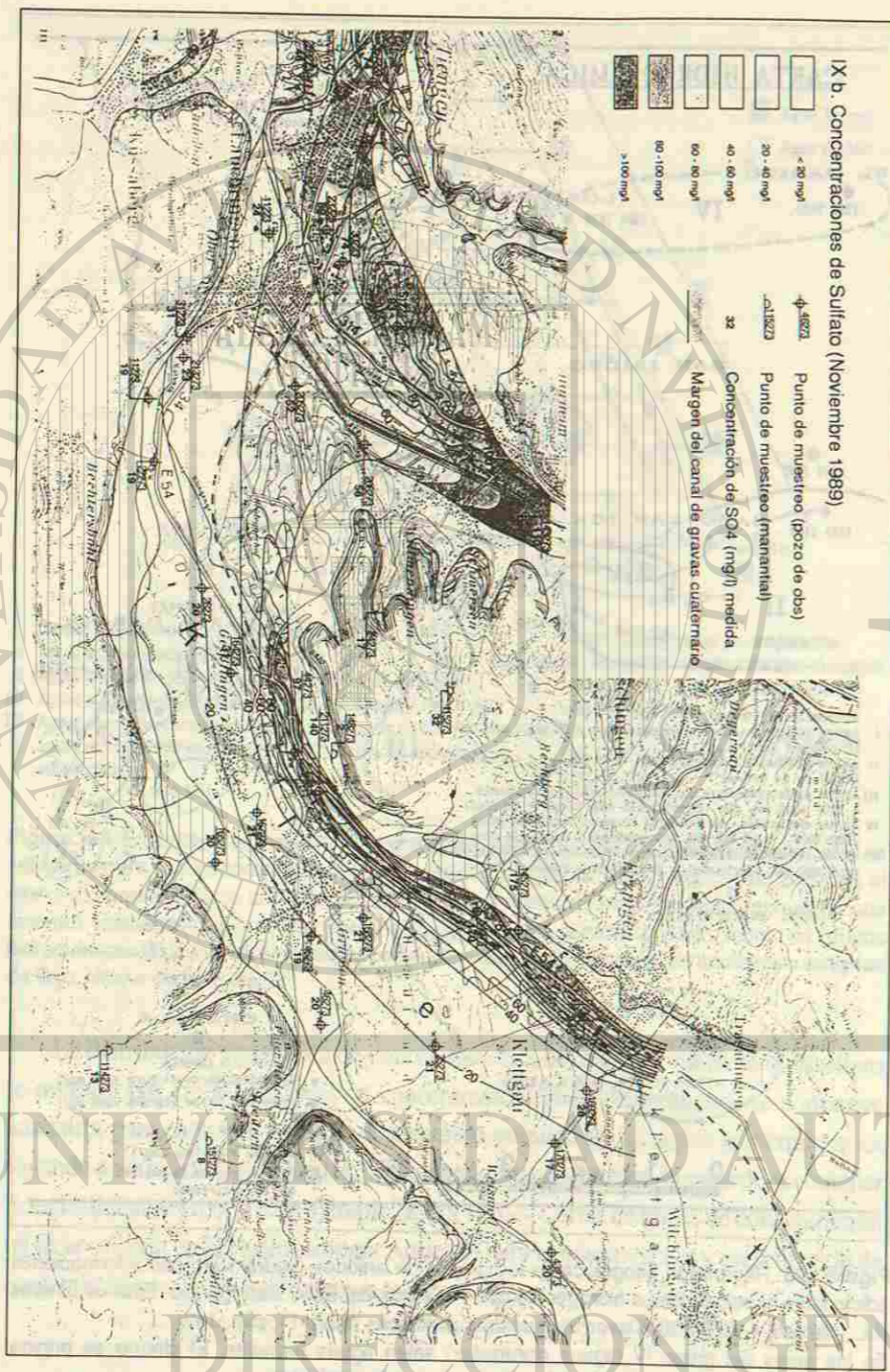


Figura 106: Carta de concentración de sulfato en un acuífero de gravas importante (Alemania del Sur).— Tomado de HYDROGEOLOGISCHE KARTE (1992). A lo largo del margen noroeste del canal de gravas, abandonado por el Río Rin, se observa una pluma de concentración elevada de sulfato, causada por flujos de 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.

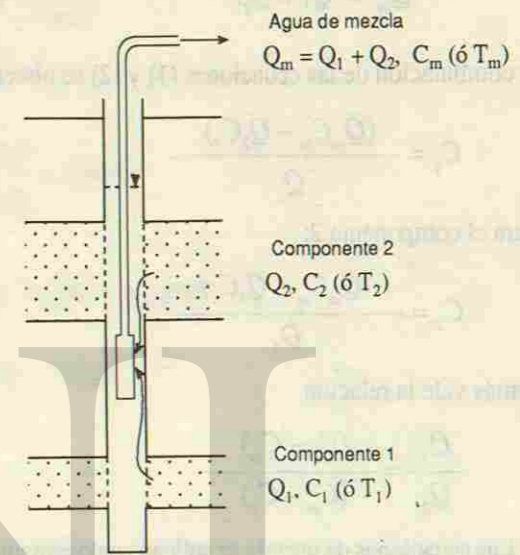


Figura 107: Pozo produciendo agua de mezcla de 2 componentes, los que provienen de dos acuíferos, con caudales Q_1 y Q_2 y concentraciones de una sustancia disuelta C_1 y C_2 (o temperaturas T_1 y T_2).

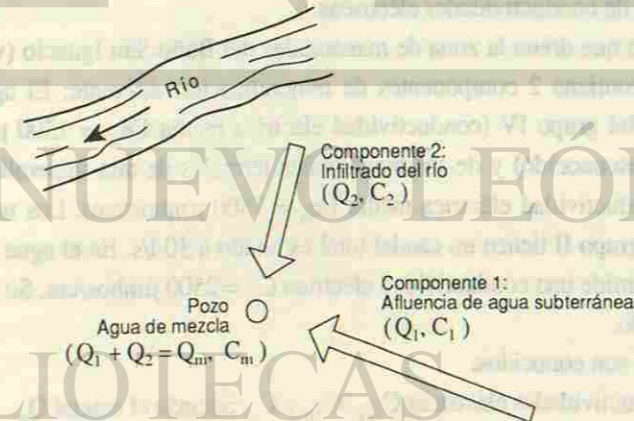


Figura 108: Pozo produciendo agua de mezcla de afluencia de agua subterránea y de infiltración de un río.

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

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

y

$$Q_m = Q_1 + Q_2 \quad (2)$$

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

$$\delta[0/100] = \frac{(R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}})}{R_{\text{estándar}}} \times 1000$$

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

$$\pm 1 \text{‰ (D)},$$

$$\pm 0.1 - 0.2 \text{‰ (}^{18}\text{O)}.$$

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.

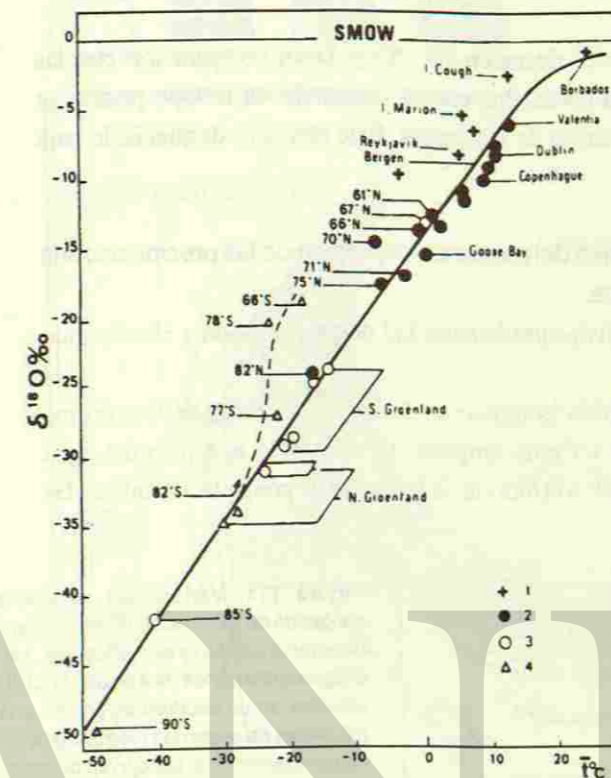


Figura 109: Relación global entre $\delta^{18}O$ de precipitación y temperatura media anual del aire en la superficie (*efecto de latitud*). Ya que este gradiente incluye varios tipos de clima (1-4), el no puede ser utilizado para estudios locales. 1: Estaciones de islas, 2: Estaciones continentales,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

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.

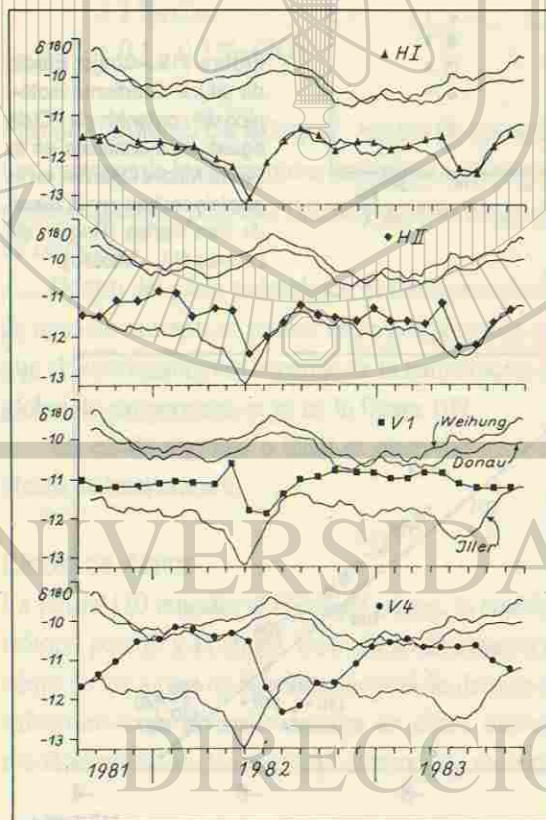


Figura 111: Variaciones estacionales del contenido de ^{18}O en el Río Danubio cerca de Ulm (Alemania del Sur) y en 2 afluentes, así como en el agua subterránea de 4 pozos; HI, HII, V1 y V4, situados en un acuífero de gravas a distancias diferentes de estos ríos (véase carta figura 112). La comparación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

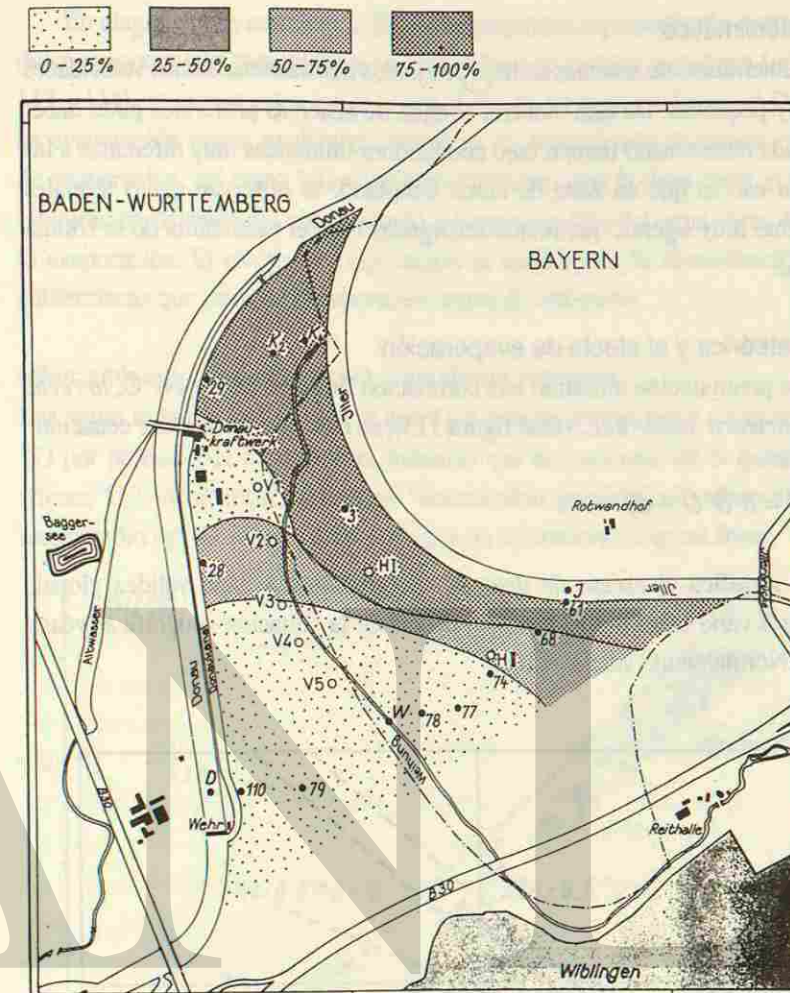


Figura 112: Pozos en un acuífero de gravas, situado en la desembocadura del Río Iller en el Río Danubio cerca de Ulm (Alemania del Sur). La carta muestra la situación de los pozos HI y HII, V1 y 4 de la figura 111. Las áreas reticuladas presentan los porcentajes correspondientes del componente de agua 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: $d \approx 10$.

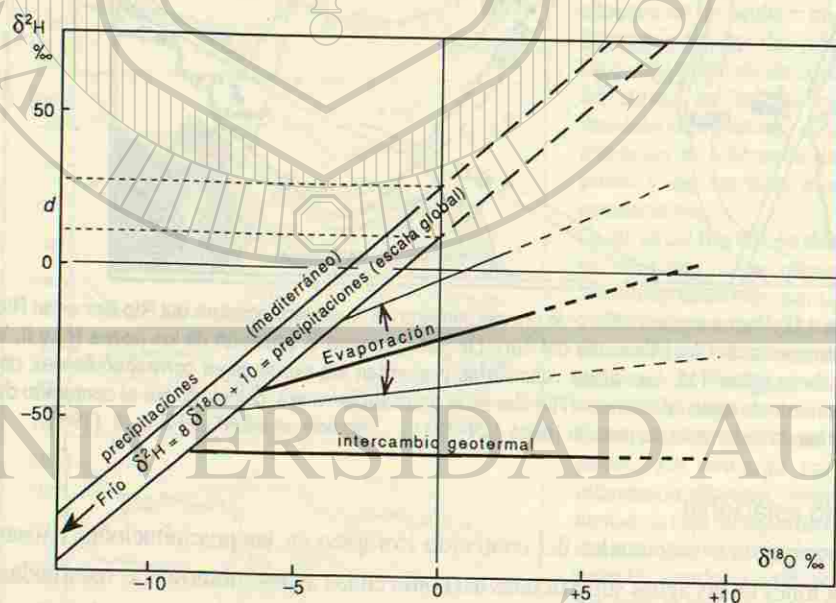


Figura 113: La franja de la recta meteórica correspondiente al rango del exceso de deuterio d . "Frio" con flecha indica el rumbo al frío (aguas más ligeras) en la recta meteórica. Las líneas rectas de evaporación muestran gradientes e intersecciones con la recta meteórica diferentes. Abajo una línea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

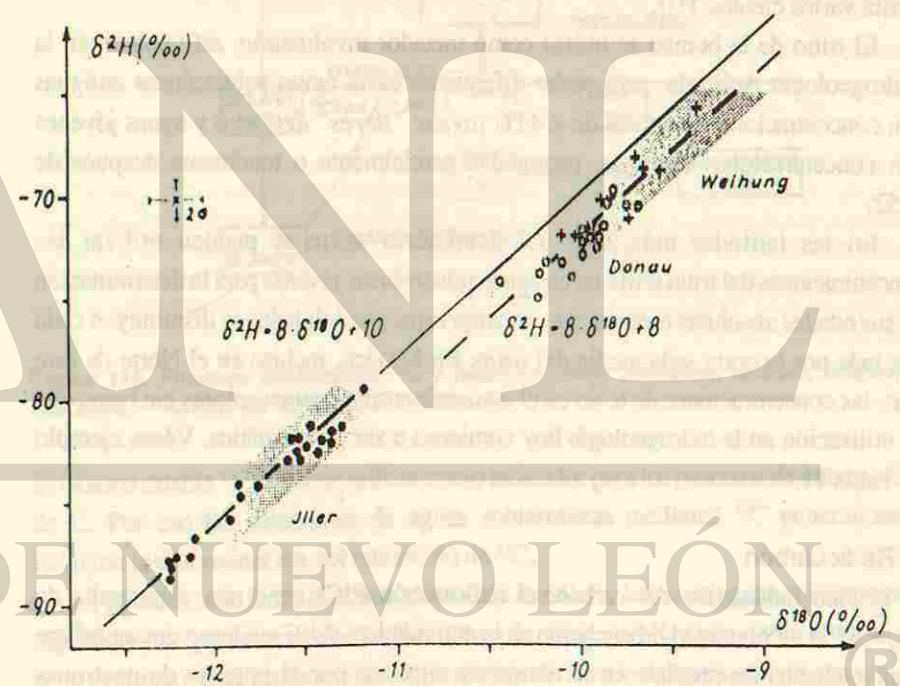


Figura 114: Ejemplo de rectas meteóricas de aguas de ríos infiltrando en un acuífero de gravas (Ríos Iller (●), Danubio (•) y Weihung (+), cerca de Ulm, Alemania del Sur). Véase carta (figura 112) y variaciones estacionales (figura 111). Los puntos representan valores medios mensuales. La diferencia 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} átomos de ^1H .

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.

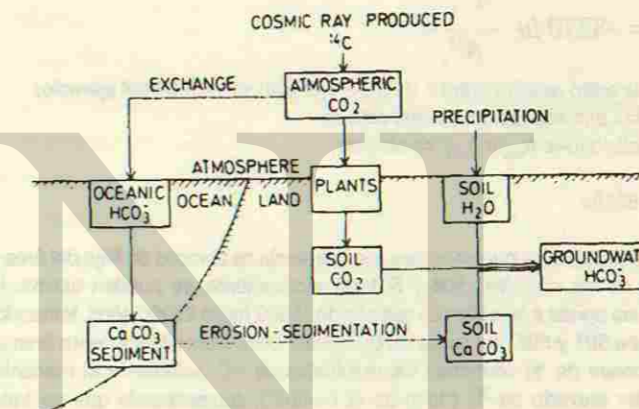


Figura 115: Procesos involucrando ^{14}C y relaciones entre atmósfera, biósfera, litósfera e hidrósfera.— Tomado de GUIDEBOOK (1983).

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)
 A^{14} las actividades de ¹⁴C respectivas.

Utilizando las actividades A_{506} y A_{501} , 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.

Hidrogeotermia

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



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:

$$\Delta T = 8518a.$$

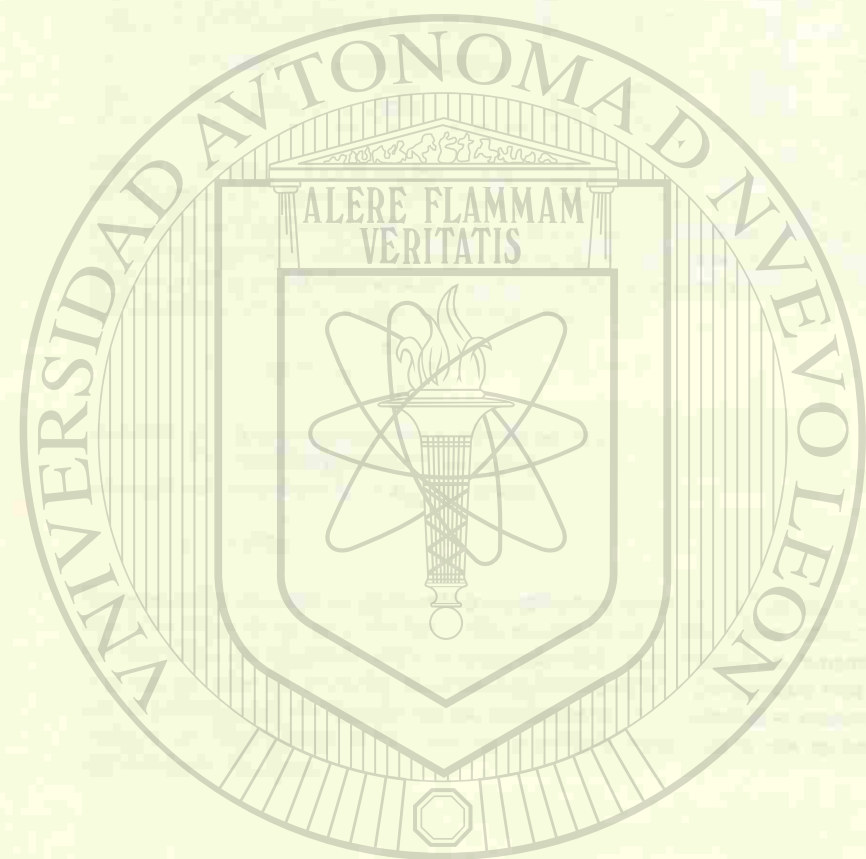
En base a esta edad relativa que se refiere a la diferencia de tiempos de flujo del área de recarga hasta los sitios de las muestras 506 y 501 respectivamente, se pueden estimar las edades absolutas de estas aguas a un orden de tamaño de 15000 hasta 25000 años, tomando en cuenta la distancias entre 501 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.

Hidrogeotermia

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS





La temperatura del agua subterránea

Generalidades

La temperatura del agua subterránea tiene importancia directa para el uso humano. Tiene además 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 factores climáticos o por la *energía del sol*
- la corriente de calor terrestre ascendente o por la *energía geotérmica*.

El flujo de calor terrestre es casi constante, mientras que la temperatura del aire está sujeta a grandes variaciones espaciales y temporales.

La cantidad de calor aportada a la superficie de la tierra por el flujo de calor terrestre es muy pequeña en comparación al ingreso de calor solar: entre ambos vale una relación 1:1000.

Las aguas subterráneas se diferencian por sus temperaturas en

- *aguas frías* que son las aguas de los sistemas de flujo someros, con temperaturas parecidas a las del aire de la región (desde pocos centígrados en las zonas climáticas frías hasta aproximadamente 30°C en las zonas calientes). Son casi exclusivamente afectadas por el factor climático
- *aguas termales* que son las aguas de los sistemas de flujo profundos y de zonas de actividad volcánica reciente, con temperaturas elevadas hasta >100°C. Son casi exclusivamente afectadas por el factor geotérmico.

La delimitación entre los conceptos agua fría-agua termal tiene una relatividad geográfica, ya que aquella depende de la zona climática: En las zonas climáticas templadas las temperaturas del agua subterránea de 15–20°C ya son temperaturas claramente elevadas. En Alemania, por ejemplo, el agua termal es definida oficialmente como agua subterránea de una temperatura arriba de 20°C. Por otra parte en las zonas

climáticas calientes, se utilizan aguas subterráneas de temperaturas hasta 35°C como "agua fría" para el abastecimiento público de agua potable.

En todo el mundo el agua termal que normalmente a la vez es agua de alta mineralización, se utiliza en los balnearios. Las *aguas termales de alta temperatura* se utilizan para la producción de energía, especialmente en las zonas de actividad volcánica reciente. En algunos países, por ejemplo en Hungría, Francia y Alemania, el calor de las *aguas termales de baja temperatura* se utiliza para la calefacción de invernaderos y de habitaciones. La técnica de la bomba térmica permite el uso hasta de aguas frías para la calefacción.

Conceptos geotérmicos básicos

En la corteza terrestre el calor se propaga en dos maneras diferentes:

- por *conducción* térmica que es el flujo de calor por las rocas de *conductividad térmica* diferente, causado por diferencias de la temperatura
- por *convección*.

La convección térmica es un transporte de calor por medios móviles, los cuales son

- magma, lava
- agua subterránea
- gases.

El flujo de calor terrestre ascendente es principalmente un proceso de conducción térmica en la roca, causada por la diferencia de temperatura entre las partes inferiores de la corteza y la superficie de la tierra.

El agua subterránea toma la temperatura del acuífero, lo que quiere decir: la temperatura de la roca. En la superficie de la tierra la *temperatura media de la roca* T_0 corresponde no exactamente a la *temperatura media anual del aire* \bar{T} , ya que presenta una elevación pequeña, causada por la corriente de calor geotérmica. Por experiencia vale

$$T_0 = \bar{T} + 1 \text{ [}^\circ\text{C]},$$

en donde

T_0 : Temperatura media en la superficie de la tierra

\bar{T} : Temperatura media anual del aire.

El factor climático

Intercambio de calor en la superficie de la tierra

El agua subterránea de los acuíferos someros está sujeta a varios procesos de *intercambio de calor* en la superficie de la tierra, los cuales pueden ser positivos y negativos:

- irradiación de calor solar (+)
- ingreso de calor por precipitación e infiltración (+)
- intercambio de calor con el aire (+, -)
- pérdida de calor por radiación nocturna (-)
- pérdida de calor por evaporación (-)
- calor de condensación por formación de rocío (+)
- corriente ascendente de calor terrestre (+)

Efecto de altura

La tabla 9 muestra algunas temperaturas de aguas subterráneas en la Región de Linares N.L., México (Sierra Madre Oriental). En el diagrama de correlación (figura 116) las temperaturas de las aguas frías son tabuladas en contra de las alturas respectivas de los manantiales. Existe una relación lineal, de la cual se calcula la disminución de la temperatura del agua subterránea con la altura, en éste caso de $-0.5^\circ\text{C}/100\text{m}$. Esta disminución corresponde a la disminución de la temperatura media anual del aire con la altura.

Manantiales fríos	Temp. [°C]	Altura [msnm]
Ojo de Agua La Escondida (1)	24.0 (6/91)	290
Ojo de Agua Las Crucitas (2)	22.5 (5/91)	500
Ojo de Agua Abajo, Cañón Potosí (3)	20.8 (12/93)	750
Ojo de Agua Guadalupe, Cañón Potosí (4)	20.3 (12/93)	850
Los Chiqueros, Cañón Santa Rosa (5)	19.0 (4/91)	850
El Puerto, Cañón Santa Rosa (6)	18.0 (4/91)	1160
Ojo de Agua Abajo, Iturbide (7)	20.5 (6/91)	1200
Manantial Puente de Dios (8)	20.6 (9/94)	1600
Manantial Dieciocho de Marzo (9)	13.9 (9/94)	2170
Temperatura media anual del aire,		
Linares (60 años)	22.3	350
Temp. media anual del aire, Iturbide	17.5	1200
Manantiales termales		
Baño San Ignacio (Campo Curricán)	37.0	245
Laguna El Avileño	30	255
Los Pocitos (Pozo artesiano)	31	242
Baño Azufrado de la Cruz, Cañón Potosí	26.4	1250

Tabla 9: Temperaturas de aguas subterráneas en la Región de Linares N.L., México, con las temperaturas medias anuales del aire de dos estaciones. Para las manantiales fríos véase la evaluación en el diagrama figura 116.— Tomando en cuenta su altura de 1250m, también el Baño Azufrado de la Cruz tiene una temperatura claramente elevada.

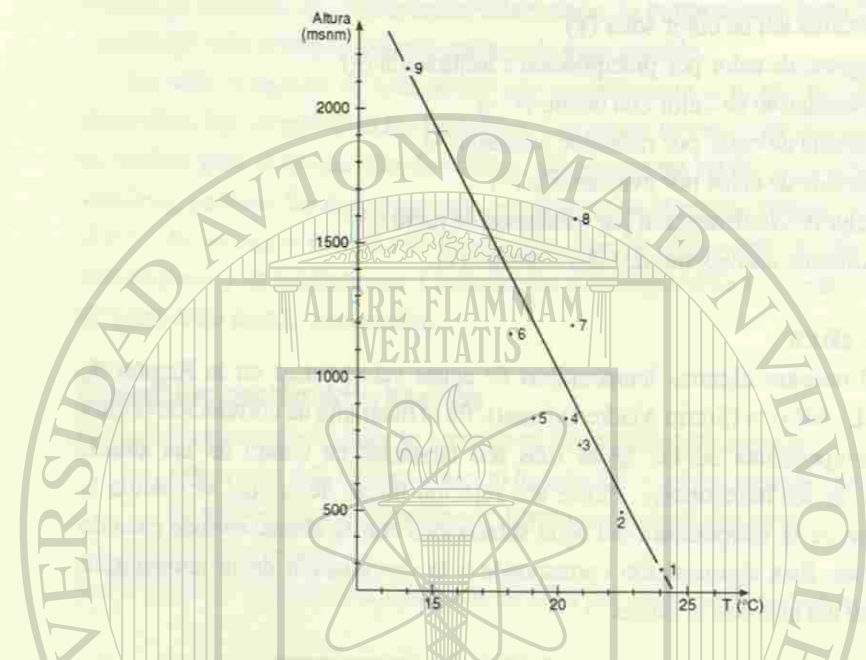


Figura 116: Relación de las temperaturas de los manantiales con la altura en la región de Linares N.L., México (Sierra Madre Oriental). Los valores son tomados de la tabla 9. El manantial 7 (Ojo de Agua Abajo, Iturbide) sale demasiado caliente, ya que probablemente se trata de agua subterránea de un sistema profundo. El manantial 8 (Puente de Dios) también sale demasiado caliente, tal vez debido a la reacción exotérmica por el cambio de anhídrido en yeso. El agua de los manantiales demasiado fríos (6,5) se origina en cuencas bastante más altas.

Variaciones estacionales de temperatura en la zona superficial

La zona superficial de la tierra muestra temperaturas variables hasta una profundidad de aproximadamente 15–20 m. Estas variaciones son causadas por las variaciones estacionales de la temperatura del aire, véase figura 117.

Las variaciones de la temperatura de las aguas subterráneas en los acuíferos someros, corresponden a las variaciones estacionales de la temperatura en la zona superficial de la tierra, sin embargo, con amplitudes más o menos amortiguadas. La amortiguación depende entre otras de la profundidad del sistema de flujo.

Enfriamiento por evaporación

En regiones con temperatura y evaporación alta se pueden observar aguas subterráneas someras de temperaturas extremadamente bajas (por ejemplo Djibouti, África del Este: aproximadamente 19°C = aproximadamente 13°C debajo de la temperatura media anual del aire). Este efecto ocurre donde el nivel freático tiene profundidad pequeña y conexión capilar con la superficie, de tal manera que grandes cantidades de agua subterránea se evaporan directamente. Por el frío de evaporación la temperatura del agua se descende.

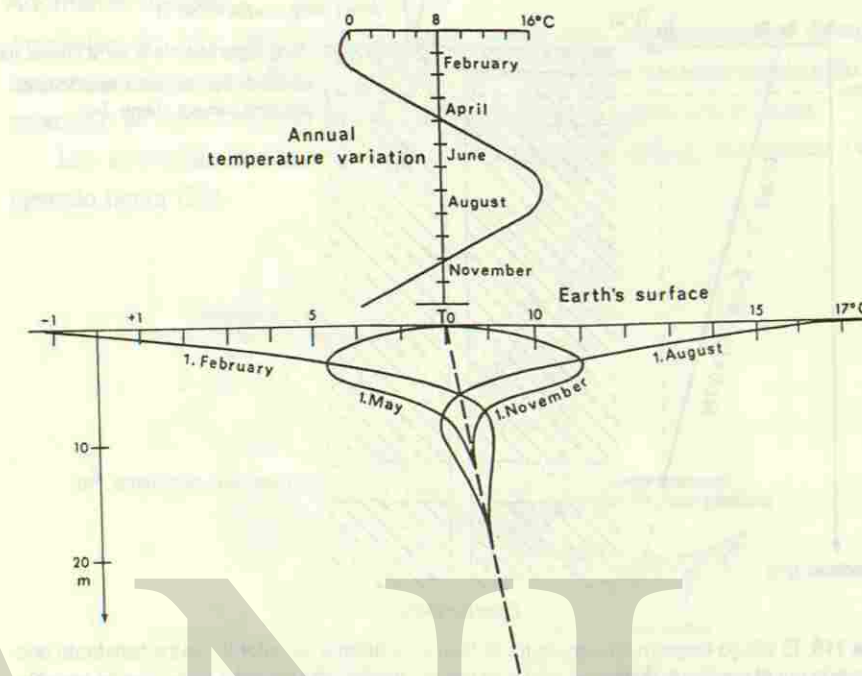


Figura 117: Onda de temperatura en la zona superficial de la tierra, causada por la onda de temperatura del aire (Europa Central). Bajo de una profundidad de 15–20 m la temperatura se muestra constante e influenciada exclusivamente por el flujo de calor geotérmico.— Tomado de WOHLBERG (1979).

El factor geotérmico

El gradiente geotérmico de temperatura

La temperatura del agua subterránea termal depende de la profundidad del acuífero y del *gradiente geotérmico de temperatura*.

El gradiente geotérmico de temperatura (grad T) es el aumento de la temperatura terrestre con la profundidad:

$$\text{grad}T = \frac{\Delta T}{\Delta z} \text{ [}^\circ\text{C}/100\text{m]} \quad \text{®}$$

Véase figura 118. En zonas geotermales “normales”, se encuentra un gradiente casi lineal hasta una profundidad de más o menos 500 m, de aproximadamente 3°C/100m. El gradiente muestra variaciones en un rango de aproximadamente 2–6 °C/100m, causadas por anomalías de calor de origen no volcánico, positivas y negativas.

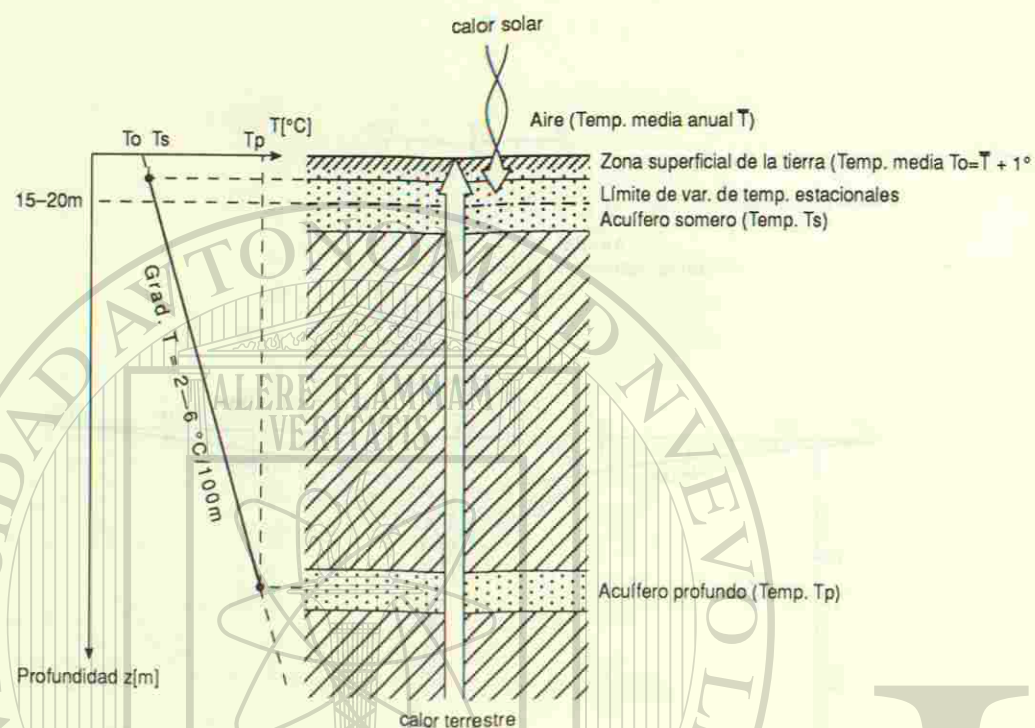


Figura 118: El dibujo esquemático muestra el flujo ascendente de calor terrestre constante que es causado por el gradiente de temperatura, así como la influencia del calor solar, que es variable y alcanza una profundidad de aproximadamente 15–20m. La temperatura T_p del acuífero profundo es afectada exclusivamente por el calor terrestre, mientras que la temperatura T_s del acuífero somero es afectada casi exclusivamente por los factores climáticos. La línea recta del diagrama esquemático a la izquierda representa el gradiente de temperatura. Intersecta la abscisa en el punto $T_o = \bar{T} + 1$ [°C].

Ejemplo para la estimación de la profundidad de un sistema de flujo de agua subterránea por la temperatura del manantial termal.

En la zona de manantiales del Baño San Ignacio al Este de Linares N.L., México, brotan manantiales termales de una temperatura de $T = 37^\circ\text{C}$. La temperatura media anual del aire de Linares es de $\bar{T} = 22.3^\circ\text{C}$. El gradiente térmico en la planicie costera del Golfo de México se comporta normal, entonces $\text{grad } T =$ aproximadamente $3^\circ\text{C}/100\text{m}$. La estimación de la profundidad z del acuífero se realiza como sigue:

1. Cálculo de $T_o = \bar{T} + 1 = 22.3 + 1 = 23.3^\circ\text{C}$
2. Vale: $\text{grad } T = \Delta T/z$, o: $z = \Delta T/\text{grad } T$,
en donde $\Delta T = T - T_o = 37 - 23.3 = 13.7^\circ\text{C}$
3. Con $\text{grad } T = 3^\circ\text{C}/100\text{m}$: $z = 13.7/3 \times 100 = 450\text{m}$

Este valor hay que considerarlo como un valor mínimo, ya que se trata probablemente de un agua de mezcla que consiste en un componente de un acuífero profundo y uno somero.

Anomalías de calor

Anomalías de calor positivas o negativas, pueden ser ocasionadas por diferentes factores geológicos o hidrogeológicos. En la figura 119 se presenta un ejemplo para anomalías de calor, causadas por un sistema de flujo de aguas subterráneas.

Las anomalías de calor se presentan en cartas de curvas isotérmicas (véase ejemplo figura 120).

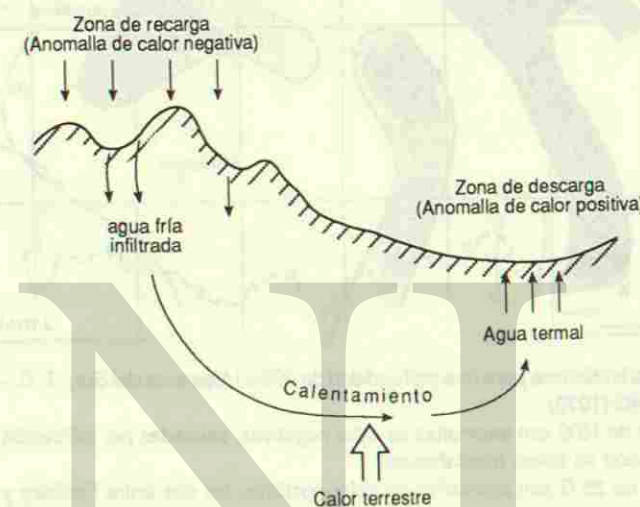


Figura 119: Sistema de flujo de agua subterránea causando anomalías de calor negativas y positivas, por convección de calor.

Ejemplos para la utilización de la temperatura de aguas subterráneas en la metodología hidrogeológica

En muchos casos exfiltraciones o aflujos de aguas subterráneas en un río o un pozo pueden ser comprobados y ubicados por mediciones de temperatura de agua.

Por la utilización de la fórmula de mezcla (págs. 129–131) dos componentes de agua subterránea con temperatura diferente en un pozo pueden ser cuantificados.

El sellado de tramos de pozos profundos puede ser checado por registros de temperatura de pozos.

Las contaminaciones del agua subterránea por aguas lixiviadas de basureros domésticos muestran temperaturas elevadas, causadas por reacciones exotérmicas en la materia orgánica.

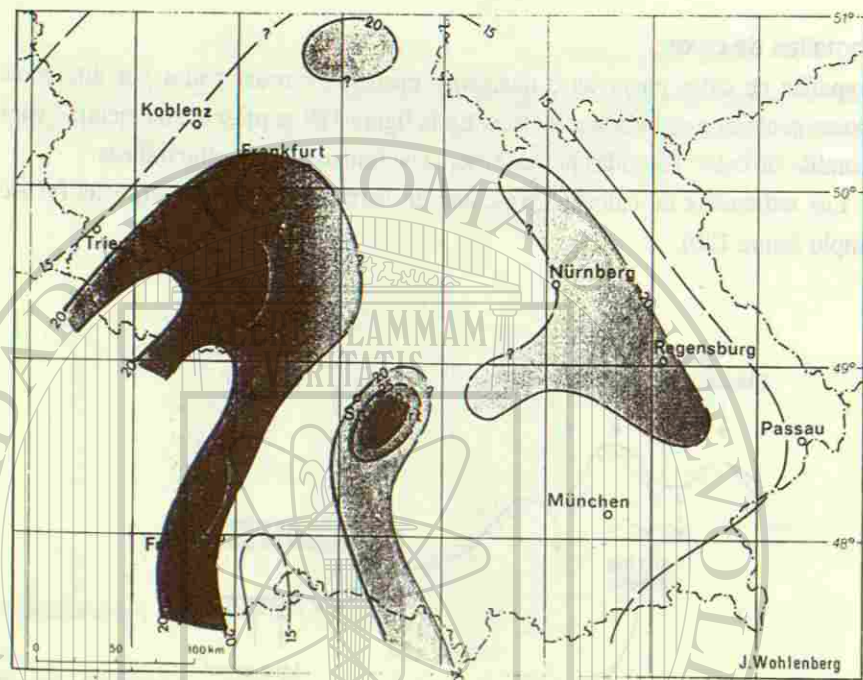


Figura 120: Carta isotérmica para una profundidad de 250m (Alemania del Sur). T °C.— Tomado de WOHLBERG (1979).
Las áreas debajo de 15°C son anomalías de calor negativas, causadas por infiltración de aguas frías de precipitación en zonas montañosas.
Las áreas arriba de 25°C son anomalías de calor positivas, las dos entre Freiburg y Frankfurt situadas en el Graben del Rin y causadas por aguas termales ascendentes. La anomalía de Stuttgart es causada por capas de conductividad térmica baja o por bióxido de carbono ascendente, no, como se supuso anteriormente, por un foco volcanico remanente en esta región. Este foco se enfrió totalmente desde el Mioceno Superior.

Temas específicos

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

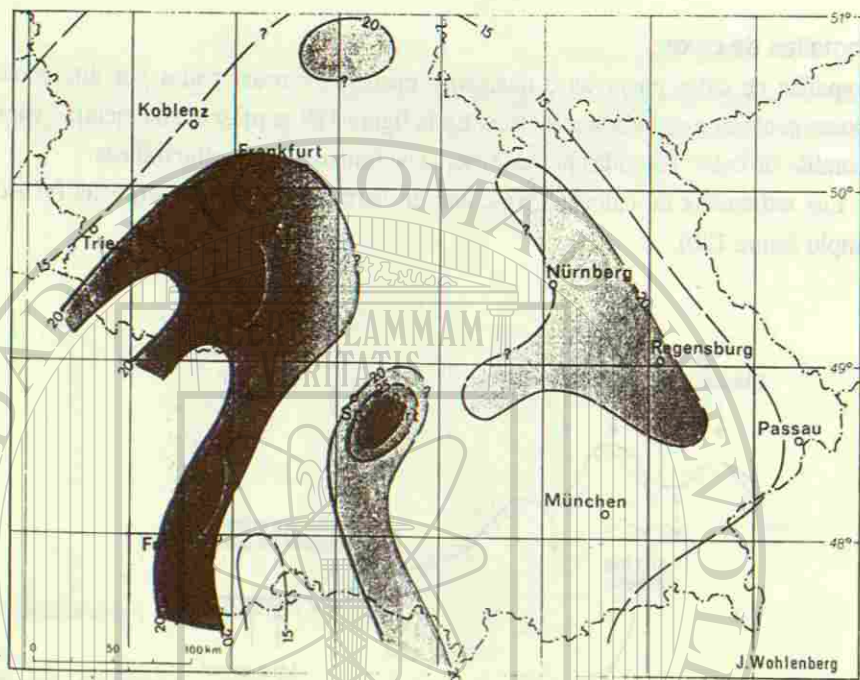


Figura 120: Carta isotérmica para una profundidad de 250m (Alemania del Sur). T °C.— Tomado de WOHLBERG (1979).
Las áreas debajo de 15°C son anomalías de calor negativas, causadas por infiltración de aguas frías de precipitación en zonas montañosas.
Las áreas arriba de 25°C son anomalías de calor positivas, las dos entre Freiburg y Frankfurt situadas en el Graben del Rin y causadas por aguas termales ascendentes. La anomalía de Stuttgart es causada por capas de conductividad térmica baja o por bióxido de carbono ascendente, no, como se supuso anteriormente, por un foco volcanico remanente en esta región. Este foco se enfrió totalmente desde el Mioceno Superior.

Temas específicos

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Hidrogeología comparativa de las zonas climáticas

Generalidades

Con respecto a la cantidad así como a la calidad, las aguas subterráneas dependen en alto grado del clima local y regional. En la tabla 10 se comparan unos datos hidrogeológicos de tres regiones climáticas diferentes.

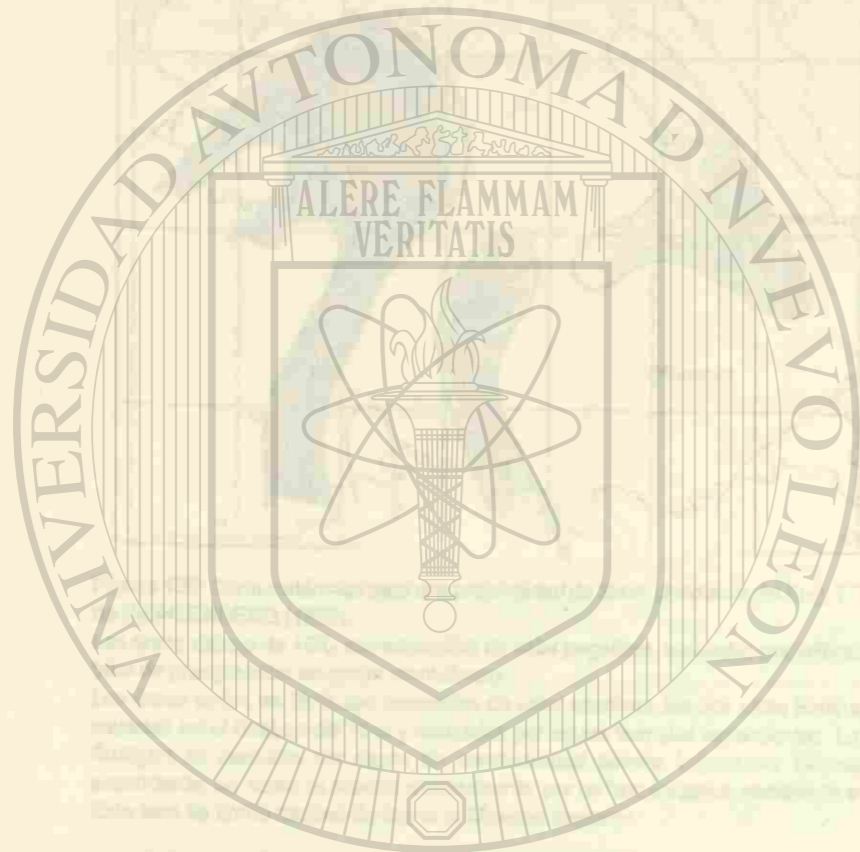
	Regiones climáticas		
	Templada húmeda (Europa central)	Semihúmeda-semiárida (Noreste de México, Linares N.L.)	Semiárida-árida (Djibouti, África oriental)
Precipitación [mm/a]	600 - 2000	813	149
Temperatura media anual de aire [°C]	7 - 9*	22.3	32.5
Evaporación potencial [mm/a]	< 700	1575	2186
Taza de recarga en suelos de permeabilidad alta y capacidad de campo baja [l/s.km ²]	5 - 25	1 - 10	0.2 - 0.5**
Variaciones temporales de recarga	bajas	elevadas	muy altas
Mineralización de aguas subterráneas usadas como agua potable [TSD, mg/l]	< 1000	≤ 1000	1000-2500

Tabla 10: Datos hidrogeológicos comparativos de tres regiones climáticas.—

* sin montañas ** exclusivamente en los cauces de los arroyos secos (oueds).

La recarga

En las zonas de precipitación alta y/o evaporación y evapotranspiración baja, las tasas de recarga son altas. En las zonas áridas-calientes se encuentran tasas de recarga muy bajas hasta cero. Sin embargo, la tasa de recarga depende no solamente del clima, sino también de la velocidad de infiltración. El agua de precipitación que se infiltra rápidamente, está retirada del escurrimiento superficial y de la evaporación



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

y evapotranspiración. La velocidad de infiltración a su vez depende de condiciones geológicas — edafológicas que causan una variación grande de la tasa de recarga, especialmente en las *zonas húmedas* (véase pág. 14). En las zonas de índole semiárida la recarga está restringida por la formación de caliche en el suelo.

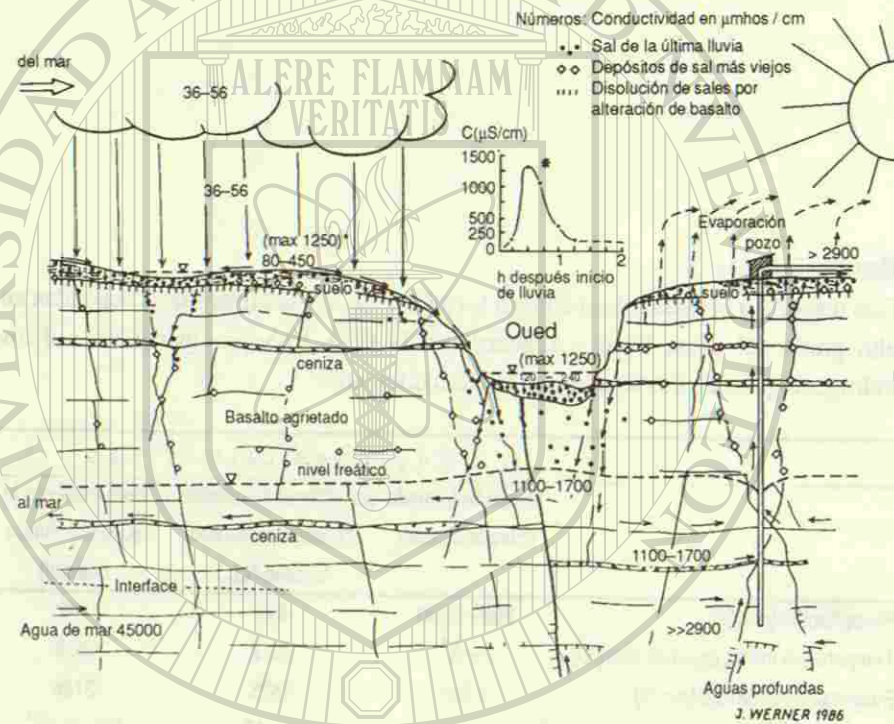


Figura 121: Corte hidrogeológico esquemático, mostrando el proceso de la mineralización de las aguas subterráneas en la región costera del Mar Rojo (Djibouti, África Oriental), en forma de modelo. La mineralización es causada por

- la evaporación alta (tabla 10)
- aguas profundas de alta mineralización ascendentes (abajo derecha).
- agua del mar entrando en el acuífero (abajo izquierda). Interface = límite entre agua subterránea proveniente del mar y agua subterránea dulce.

La parte superior presenta el aumento de la concentración de sales dentro del ciclo hidrogeológico que se basa en mediciones de la conductividad eléctrica: agua de lluvia (36–56 $\mu\text{mhos/cm}$, elevada por la cercanía del mar) → escurrimiento superficial (80–450 $\mu\text{mhos/cm}$, por evaporación y disolución de sales de la lluvia precedente, depositadas en la superficie del suelo) → agua de los oueds (ríos episódicos, 120–140 $\mu\text{mhos/cm}$) → agua de infiltración en los cauces de los oueds (1100–1700 $\mu\text{mhos/cm}$, por disolución de las sales de la lluvia precedente, depositadas en la zona no saturada).

El diagrama pequeño muestra la variación temporal de las concentraciones en un oued durante un evento de precipitación.

La evaporación alta después de la lluvia causa otra vez la depositación de sales en el suelo y en la zona no saturada.

En las *zonas semiáridas–áridas* la recarga generalmente se confina a los cauces de arroyos y ríos secos durante las avenidas. Se trata entonces de una “recarga linear”. Por la recarga reducida el gradiente piezométrico en acuíferos de permeabilidad elevada está muy bajo, con valores de 0.1–0.5 ‰, mientras que en zonas húmedas se observan 1–5 ‰. Generalmente se miden niveles freáticos muy profundos de más de 100 m, incluso en depresiones topográficas. Las variaciones espaciales y temporales de la tasa de recarga en el clima árido son mayores que en el clima húmedo y corresponden a las grandes variaciones temporales y espaciales de la precipitación.

En *zonas climáticas extremadamente áridas*, por ejemplo, en Libia y Arabia Saudita, la recarga actual es prácticamente cero. Se utilizan aguas subterráneas fósiles de edad pleistocena. Estas se recargaron durante las edades glaciales, a las cuales en estas zonas corresponden períodos pluviales. Se explotan entonces *yacimientos de agua potable no renovables*.

La mineralización

La mineralización de las aguas subterráneas someras depende no solamente de las propiedades químicas de los acuíferos, sino también del clima (véase tabla 10). La evaporación alta en zonas climáticas de índole árida causa un aumento de la concentración de iones en las aguas superficiales y subterráneas. Además por las temperaturas altas los procesos de disolución son favorecidos. Por eso las aguas subterráneas de las zonas áridas generalmente tienen una mineralización elevada (véase el ejemplo Djibouti, figs. 102 y 121). A menudo la mineralización es tanta que la utilización de estas aguas saladas como agua potable o de riego causa problemas graves.

Ejemplo para la estimación del porcentaje de evaporación en base a los cambios de la mineralización (véase figura 121): En el caso dado la mayoría de las sales disueltas consisten en NaCl que proviene casi totalmente del agua de lluvia, ya que el acuífero basáltico no contiene cloruro. Por eso se puede utilizar el incremento total de la concentración de sales desde el agua de lluvia hasta el agua subterránea para la estimación del porcentaje de agua evaporada:

Relación de concentraciones medias:

$$\text{agua de lluvia/agua de la zona saturada} = 46 \mu\text{mhos/cm} : 1400 \mu\text{mhos/cm} = 1 : 30$$

Entonces la cantidad de agua original se redujo por evaporación a la 30. parte = 3.3% que se infiltró, mientras que 96.7% se evaporó.

Carstificación e hidrogeología de Carst

Carstificación

La carstificación es la destrucción subterránea de montañas o rocas por disolución (corrosión) de calizas y dolomías (véase pág. 108) o de yeso. La palabra *carst* se debe a la región de Karst en el Noroeste de Croacia y en el Sur de Eslovenia cerca del Mar Adriático donde los fenómenos cársticos están desarrollados de modo especial.

Con la carstificación se aumenta la permeabilidad de las calizas enormemente así que se desarrollan los *acuíferos de carst* como tipo litológico de acuífero especial (véase págs. 18, 85). La carstificación de rocas carbonatadas comienza por disolución de carbonato en grietas. El acuífero de grietas se cambia en un acuífero cárstico de estadios de madurez diferentes (figura 122).

Los procesos químicos de disolución de rocas carbonatadas se describieron en las págs. 107-109.

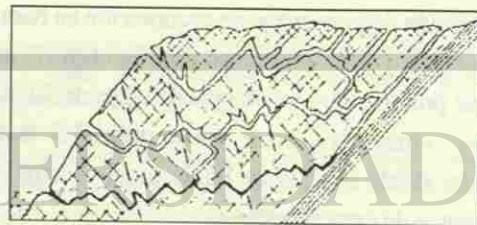


Figura 122: El acuífero cárstico se desarrolla de un acuífero de grietas por disolución de carbonato en la zona saturada. Así como los otros tipos de acuífero, tiene zona no saturada (vadosa) y saturada (freática).— Tomado de BÖGLI (1980).

Fenómenos de carst

Los fenómenos de carst son los productos de la agresividad de las aguas subterráneas y superficiales. La figura 123 muestra algunos de estos fenómenos.

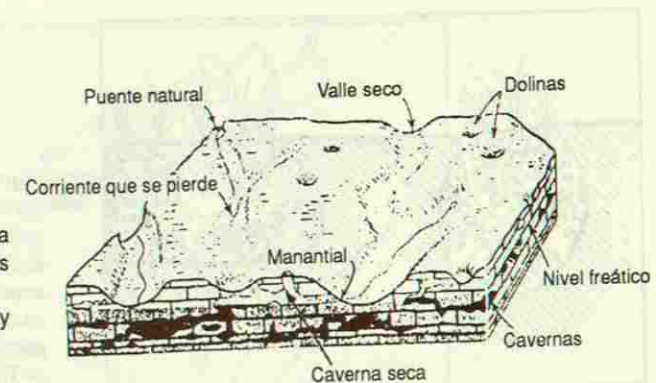


Figura 123: Topografía cárstica con fenómenos típicos de carst.— Tomado de FLINT y SKINNER (1974).

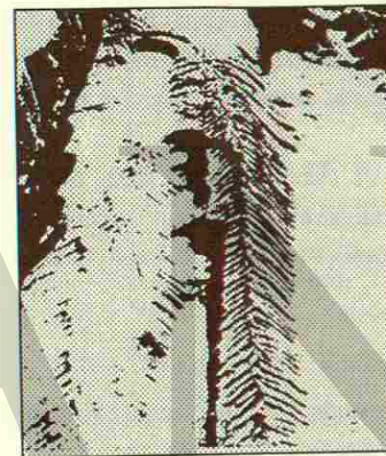
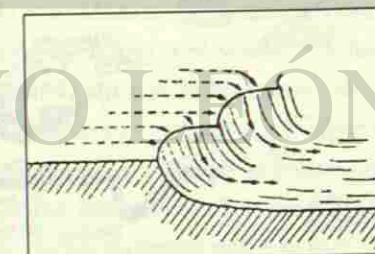


Figura 124: Karren de estrías como ejemplo de karren libres.— Tomado de BÖGLI (1980).

Figura 125 —abajo: Karren de puntapié (A) y su formación (B) como otro ejemplo de karren libres.—Tomado de BÖGLI (1980).



A

B

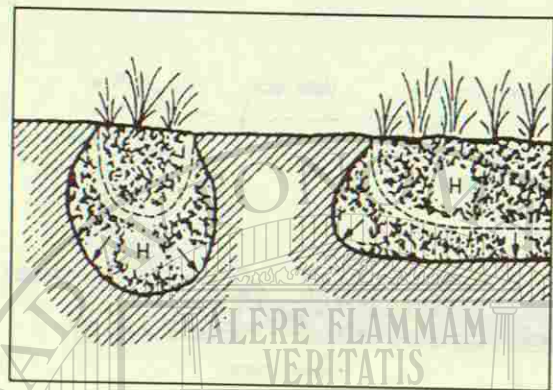


Figura 126: Karren cubiertos por suelo rico en humus (H) que produce bióxido de carbono. La línea interrumpida indica un estado anterior; las flechas muestran las direcciones de la corrosión. — Tomado de BÖGLI (1980).

Carstificación superficial (exocarst)

La carstificación superficial causa los *karren* (palabra alemana) como fenómeno de exocarst con gran variedad de formas. Se diferencian karren formado en roca desnuda o *karren libres* (figs. 124 y 125) y karren formado debajo del suelo o *karren cubiertos* (figura 126).

Existen campos de karren diferentes de hasta cientos de km². Ellos tienen importancia en la hidrogeología de carst, ya que retardan el escurrimiento superficial del agua de precipitación, aumentando así el porcentaje infiltrado. Ejemplo: Sierra Peña Nevada, Nuevo León / Tamaulipas, México.

Cavernas y manantiales

Las cavernas se forman en la zona freática por corrosión, a menudo como cavernas de manantial de las cuales brota el agua cársica (véase figs. 34 y 127).



Figura 127: El Manantial de Aach (Alemania del Sur) es un ejemplo típico de un gran manantial cársico con un caudal de aprox. 2 hasta 7 m³/s. Sale de calizas carstificadas del Jurásico Superior en la desembocadura de una caverna muy larga en forma de río subterráneo, parcialmente investigado por espeleólogos (*espeleología* = ciencia de cavernas). Aproximadamente 75% del caudal se origina de grandes pérdidas de agua en el cauce del Río Danubio, más allá del parteaguas superficial, véase figura 128. — Tomado de SCHREINER (1978).

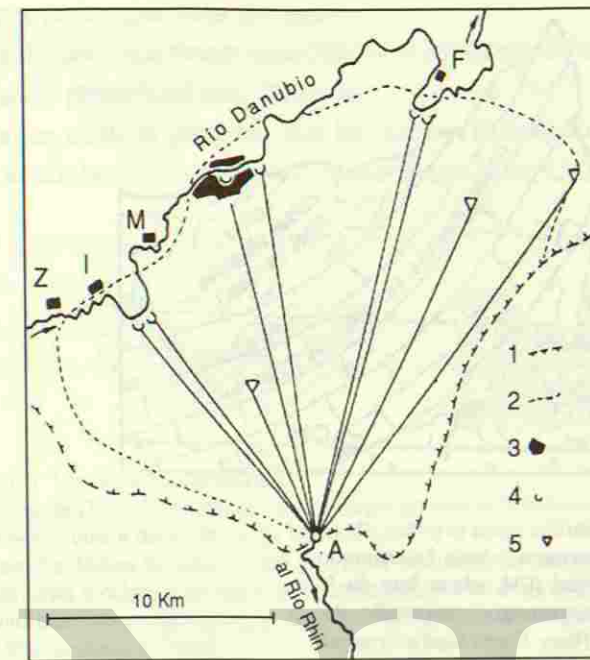


Figura 128: Carta sinóptica del sistema hidrológico subterráneo Danubio-Aach (Alemania del Sur). — Tomado de BÖGLI (1980)
 A.— Manantial de Aach T Cd. de Tuttlingen
 1.— Límite de carst
 2.— Límite de la cuenca subterránea del Aach
 3.— Ciudades
 4.— Pérdidas de agua en el Río Danubio
 5.— Dolinas
 Las líneas rectas indican los caminos subterráneos de colorantes en ensayos de trazador.

Los manantiales cársicos alcanzan caudales muy grandes (hasta varios m³/s, por ejemplo la Media Luna, San Luis Potosí, México, el Nacimiento del Río Mante, Tamaulipas, México, o el Manantial de Aach, figs. 127 y 128). Por las variaciones grandes del nivel cársico (véase pág. 164) muchos de los manantiales cársicos se dessecan temporalmente (*manantiales episódicos o intermitentes*, véase figura 34).

Durante la desintegración de una montaña carstificada se profundizan los valles y, siguiendo a ellos, el nivel freático. Por este proceso las cavernas llegan a estar fuera de función y son sustituidas por nuevas en posiciones más bajas (véase figura 129).

En las grutas de la zona vadosa se forman estalactitas y estalacmitas por gotas de agua vadosa, cayendo del techo de la gruta. Por evaporación de agua y evasión de bióxido de carbono se precipita carbonato de calcio (figura 130). Véase pág. 108.

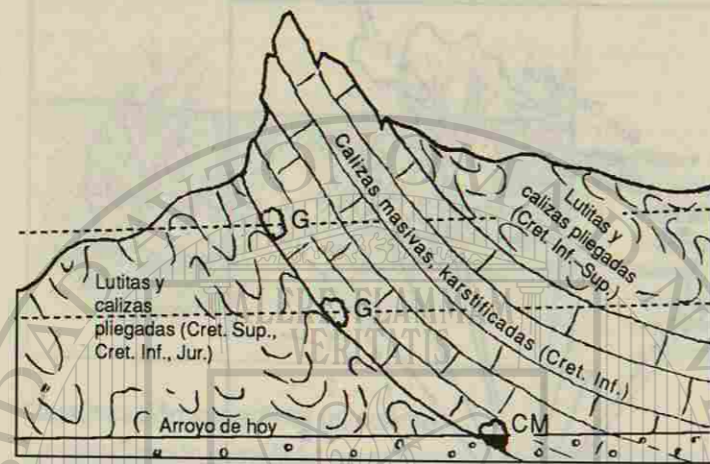
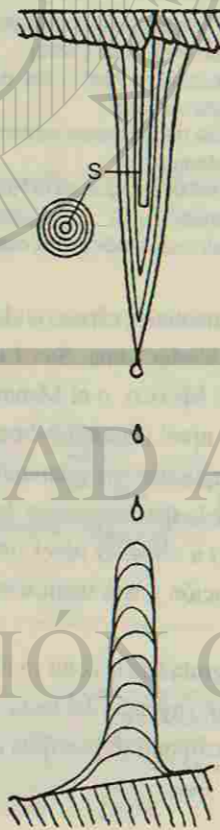


Figura 129.—arriba: Cavernas secas (o grutas, G) en la zona vadosa actual y caverna todavía funcionando como caverna de manantial (CM, véase foto de la portada), sin embargo ya intermitente. Corte simplificado, a lo largo del Arroyo Sta. Rosa, Sierra Madre Oriental, Linares N.L., México. Las líneas interrumpidas indican posiciones anteriores del arroyo y del nivel freático.

Figura 130.—derecha: Corte longitudinal por estalactita y estalacmita.— Segun BÖGLI (1980), cambiado.
S Tubo primario de precipitación



Dolinas y poljes, pérdidas de agua

La carstificación causa formas superficiales de destrucción de la roca. Son depresiones de tamaño y profundidad muy diferente.

Formas cársticas pequeñas son las *dolinas*. Existen dos tipos diferentes: La *dolina de disolución* y la *dolina de colapso* (véase figura 131).

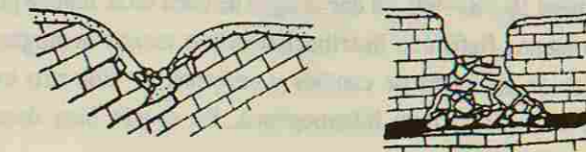


Figura 131: Los dos tipos de dolinas:

Izquierda: Dolina de disolución. Se forma por disolución de carbonato o de yeso por las aguas de infiltración; quiere decir: de arriba hacia abajo

Derecha: Dolina de colapso. Se forma por disolución de carbonato o de yeso en la zona saturada hasta el colapso del techo de cavernas; quiere decir: de abajo hacia arriba. Ejemplo de una dolina bastante grande en capas de yeso: Pozo de Gavilán, Galeana N.L., México (diámetro: aprox. 50m, profundidad 80m).

Formas grandes son los *poljes* (palabra eslava). Se trata de cuencas de subsidencia cárstica de un tamaño hasta de muchos kilómetros cuadrados, normalmente sin escurrimiento superficial. Un ejemplo pequeño lo muestra la figura 127.

La forma más desarrollada de la carstificación es el *carst de conos*. En las zonas de carst de conos la roca está destruida por su mayor parte. Los restos poco destruidos se presentan como cerros en forma de conos. Entre ellos se encuentran dolinas y poljes de tamaños diferentes (véase figura 132). Paisajes de carst de conos se encuentran por ejemplo en el Oeste de Cuba y en Yucatán, México. En la Sierra Madre Oriental, México, se desarrollo carst de conos de yeso.

Figura 132: Topografía de carst de conos. Consiste en cerros coniformes (como los restos de la carstificación, y en dolinas y poljes entre ellos. Los triangulos indican los conos, las flechas las depresiones.— Tomado de BÖGLI (1980).



Por su permeabilidad elevada las rocas fuertemente carstificadas tienen una alta capacidad de captar agua, de tal modo que arroyos y ríos de caudales bastante grandes se pierden parcialmente o totalmente en zonas de cavidades cársticas, así

como en dolinas, poljes o cavernas (figura 123). A menudo el agua perdida vuelve a salir en manantiales cársticos bastante lejos de las zonas de pérdida (figura 128). Estas conexiones hidráulicas subterráneas se investigan mediante ensayos de trazadores (véase págs. 93-98).

Propiedades de los acuíferos cársticos

Los acuíferos cársticos tienen propiedades bastante diferentes de las de los acuíferos de poros (véase págs 18 y 84-90), ya que el agua de carst no se mueve por una matriz de poros más o menos finos con distribución más o menos homogénea, sino por huecos de disolución en forma de canales y cavernas de diámetro irregular y de distribución por el acuífero muy inhomogénea. En estado bien desarrollado los acuíferos cársticos tienen

- un alto grado de heterogeneidad
- conductividad hidráulica (permeabilidad) alta, por los canales de carst de diámetros grandes
- porosidad (= volumen de cavidad) baja. El volumen de las cavidades de carst representa solamente una parte pequeña del total del acuífero (normalmente 0.5-3%). Véase ejemplo siguiente
- variaciones altas del nivel freático, causadas por la porosidad baja. Véase ejemplo siguiente
- velocidades de flujo altas (con excepción de acuíferos cársticos en posición profunda); hasta 150m/h (acuíferos de poros: hasta 30 m/d)
- mineralización generalmente baja, con excepción del carst de yeso
- capacidad de filtración para suspensiones restringida, falta de poros finos
- superficie interna restringida, por eso capacidad de absorción limitada.

Por sus velocidades de flujo altas y sus capacidades de filtración y de absorción bajas, los acuíferos cársticos tienen poca fuerza de autopurificación, así que este tipo de acuíferos es mucho más susceptible a contaminaciones que los acuíferos de poros.

En este respecto los acuíferos de grietas ocupan una posición intermedia.

Ejemplo: Variaciones de nivel

En un acuífero cárstico con porosidad de 1% un evento de precipitación con infiltración de 50 mm causa un ascenso del nivel freático de $0.05 \text{ m}/0.01 = 5 \text{ m}$.

El mismo evento en un acuífero de gravas con porosidad de 20% causa un ascenso del nivel freático de solamente $0.05 \text{ m}/0.2 = 0.25 \text{ m}$.

Bibliografía

- BÖGLI, A.: *Karst Hydrology and Physical Speleology*.— Springer, Berlin etc., 1980.
- BERTLEFF, B., STICHLER, W., STOBER, I. & STRAYLE, G.: *Geohydraulische und isotope-hydrologische Untersuchungen im Mündungsbereich zwischen Donau und Iller*.— Abh.Geol.Landesamt Baden-Würt., 11, 7-44, Freiburg, 1985.
- BLYTH, F.G.H. & DE FREITAS, M.H.: *Geología para Ingenieros*.— (Trad.del Inglés), CECSA, México, 1989.
- CASTANY, G.: *Principes et Méthodes de l'Hidrogéologie*.— Dunod, Paris, 1982.
- CHURCH, M.: *Electrochemical and Fluorimetric Tracer Techniques for Streamflow Measurements*.— Geo.Abstr., Techn.Bull.12, 1-72, 1975.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M.R.: *Hidrología subterránea*.— Omega, Barcelona, 1983.
- DAVIS, S.N. & DE WIEST, R.: *Hidrogeología*.— (Trad.del Inglés), Ariel, Barcelona, 1971.
- DE AZEVEDO NETTO, J.M. & ACOSTA ALVAREZ, G.: *Manual de Hidráulica*.— (Trad.del Portugués), HARL, México, 1976.
- FLINT, R.F. & SKINNER, B.J.: *Physical Geology*.— Wiley, New York etc., 1974.
- FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A.: *Groundwater*.— Englewood Cliffs, New Jersey, 1979.
- FRIED, J.J.: *Dispersionsuntersuchungen in porösen Medien*.— Gas- und Wasserfach (Wasser/Abwasser) 117, 163-168, München 1976.
- FRTZ, P. & FONTES, J.Ch.: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Vol.1: The Terrestrial Environment A.— Amsterdam-Oxford-New York, 1980.

- GABENER, H.-G.: *Über die Abweichungen vom DARCY'schen Gesetz bei der Durchströmung bindiger Böden.*— Bautechnik, **61**, 351–358, Berlin 1984.
- GUIDEBOOK ON NUCLEAR TECHNIQUES IN HYDROLOGY 1983.— Technical Reports Series **91**. International Atomic Energy Agency, Vienna, 1983.
- HEM, J.D.: *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water.*—U.S.Geol.Surv.Water-Supply-Paper 1437 (1970).
- HERRMANN, R.: *Einführung in die Hydrologie.*— Teubner, Stuttgart, 1977.
- HOEFS, J.: *Stable Isotope Geochemistry.*— New York, 1973.
- JÄCKLI, H.: *Schwankungen des Grundwasserspiegels als Folge von Erdbeben.*— Vierteljahrsschrift Naturforsch.Ges.Zürich, **123**, 291–302, Zürich 1978.
- KÄSS, W.: *Geohydrologische Markierungstechnik.*— Lehrbuch der Hydrogeologie, **9**. Berlin — Stuttgart 1992.
- LANGGUTH, H.R. & VOIGT, R.: *Hydrogeologische Methoden.*— Springer, Berlin etc., 1980.
- LAWA (LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER, Grupo de Autores): *Pumpversuche in Porengrundwasserleitern.* Arbeitsblatt. Stuttgart, 1979.
- LEET, L.D. & JUDSON, S.: *Fundamentos de Geología Física.*— (Trad. del Inglés), Limusa, México etc., 1986.
- LERNER, D.M., ISSAR, A.S. & SIMMERS, I.: *Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge.*— Internat.Assoc.of Hydrogeologists, **8**, Hannover, 1990.
- LINSLEY, P.K., KOHLER, M.A. & PAULHUS, J.L.H.: *Hidrología para Ingenieros.*— (Trad.del Inglés), McGraw Hill, México etc., 1983.
- LOHMAN, S., W.: *Hidráulica subterránea.*— (Trad. del Inglés), Barcelona etc., 1977.
- RANGEL, M.: *Hidrogeología de la Ciudad Universitaria de la Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, México.*— Tesis de Diploma, Technische Universität Darmstadt, 1989 (mscr.).
- SCHILDKNECHT, F. & SCHNEIDER, W.: *Über die Gültigkeit des DARCY-Gesetzes in bindigen Sedimenten bei kleinem hydraulischem Gradienten—Stand der wissenschaftlichen Diskussion.*— Geol.Jb., **C 48**, Hannover 1987.
- SCHREINER, A.: *Erläuterungen zu Blatt 8119 Eigeltingen.*— Geol.Karte 1:25000 Baden-Württ., Stuttgart 1978.
- SCHWEIZER, R., STOBBER, J. & STRAYLE, G.: *Auswertungsmöglichkeiten und Ergebnisse von Tracerversuchen im Grundwasser.*— Abh.Geol.Landesamt Baden-Württ., **11**, 93–139, Freiburg 1985.
- STOBBER, I.: *Die Anwendbarkeit des DARCY-Gesetzes in der Hydrogeologie—alternative Fliessgesetze.*— Jh.Geol.Landesamt Baden-Württ., **31**, 215–231, Freiburg 1989.

- STRAYLE, G., STOBBER, I. & SCHWEIZER, R.: *Ergiebigkeitsuntersuchungen in Festgesteinsaquiferen.*— Geol. Landesamt Baden-Württ., Informationen **3**, Freiburg 1994.
- VILLINGER, E.: *Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland).*— Geol.Jb., **C18**, Hannover 1977.
- VILLINGER, E.: *Zur Karsthydrologie des Blautopfs und seines Einzugsgebietes (Schwäb. Alb).*— Abh.Geol.Landesamt Baden-Württ. **8**, 59–127, Freiburg 1978.
- WERNER, J.: *Die Thermalwasserbohrung Saulgau (Württemberg).*— Abh. Geol.Landesamt Baden-Württ. **8**, 129–164, Freiburg 1978.
- WOHLENBERG, J.: *The Subsurface Temperature Field of the Federal Republic of Germany.*— Geol.Jb., Reihe E, **H.15**, Hannover 1979.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



Índice alfabético

A

- abatimiento 66, 67, 70, 72, 75
de presión 59
absorción 91, 164
acidez, grado de 107
ácido carbónico 108
agresivo 108
excedente 108
libre 108
ligado 108
ácido silíceo (H₂SiO₃) 118
acuifero 7, 15, 19, 20, 21, 23, 24, 26, 32, 45, 47, 52, 54, 55, 78, 93, 146
artesiano 22
cárstico 18, 19, 84, 85, 86, 187, 90, 113, 118, 158, 164
cerrado 16
colgado 24, 37
confinado 21, 22, 29, 47, 48, 57, 59, 68, 71, 73
de estratos múltiples 24, 87
de grietas 18, 19, 32, 84, 85, 86, 87, 90
de poros 18, 19, 50, 51, 86
definición 17
libre 21, 24, 29, 47, 48, 57, 65, 71
profundo 7, 79, 150
reacciones elásticas del 59
semiconfinado 23
termal 139
acuífugo 17, 20
acuitados 17
aforo 68
agua
ácida 121
adsorptiva 14, 52, 58, 63
bicarbonatada 112
capilar 14, 15
cárstica 160
clorurada 113
de cristal 16
de lluvia 112, 114, 116, 117, 121, 122, 156
de mar 104, 112, 116, 156
de mar, intrusiones de 113
de mezcla 129, 130
de rellenos sanitarios 105
de riego 114
de suelo 15
definiciones 14
dura 113
estancada 112
fósil 113, 116, 157
fría 145
geológica 7
gravífica 14
infiltrada 8
juvenil 7
libre 14
lixiviada 110, 120, 151
mineral 112
muerta 16
potable 112, 114, 120, 146
potable (TSD) 155
reacciones elásticas del 59
reducida 119, 121, 122
salada 157
suave 113
subterránea, definiciones 16
subterránea, pisos de 23
sulfatada 113
termal 55, 79, 80, 102, 118, 120, 127, 139, 145, 152
usada 120
vadosa 15
alcalinidad 110, 118
almacenamiento 6, 12, 13, 39
cambio de 3, 10, 12, 76
capacidad de 57, 58, 62, 85
amoníaco NH₃ 118
análisis
granulométricos 50
químico 102, 110, 111, 120

- ancho de acuifero 48
anhidrita 16, 122
aniones 103, 110, 114, 116, 123, 127
anisotropía 21, 32, 56, 86
horizontal 70, 79, 87
vertical 24, 36, 50, 56, 70, 79, 87
anomalías de calor 151
arcilla 14, 106
área lineal 52, 53
prelineal 52, 53
área sin flujo 52, 53
ascenso capilar 117, 118
atmósfera 6, 7
autopurificación 164
avenida 40, 62, 157
azufre (S) 117
- B**
B, 110, 120
bacterias 119
balance
de iones 123
hídrico 7, 10
químico 110
bancos de gravas 60
basamento cristalino 84
bicarbonato 108, 114, 117
biósfera 7
bióxido de carbono 117, 121, 152, 160
(CO₂) 104, 107, 108, 120, 121
bomba térmica 146
boro 112, 120
bosques 5
- C**
Ca²⁺, 106, 115
CaCO₃, 103, 108
calcio 108, 115
calcita 108
caliche 156
calizas 158
calor solar 145, 147, 150
terrestre 150
terrestre, flujo de 145
cambios climáticos 7
campo, capacidad de 6, 10, 11, 12, 40, 155
canal de gravas 34
canales de carst 53, 85, 164
capa
almacenadora, modelo de 89, 90
conductora, modelo de 89, 90
semipermeable 79
capacidad del pozo 76, 77
capilaridad 12
captaciones de agua 121
captaciones de manantiales 28
carbonato 102, 107, 114, 117, 121, 158, 163
carst 93, 158
de conos 163
de yeso 111, 164
carstificación 85, 121, 158
proceso de 107
carta
de concentración 126, 128
hidrogeológica 14, 34, 37, 39, 40
hidroquímica 124
isotérmica 152
piezométrica 30, 31, 32, 33, 34, 37, 49, 89
cascadas 108
cationes 103, 106, 110, 114, 123
cauce de río 7, 13, 28, 32
caudal 9, 10, 37, 45, 66, 67, 68, 69, 72, 76, 129, 160
de flujo 47, 48
específico 53, 60
técnico 70
cavernas 160, 163, 164
cavidades de carst 85, 89
centipoise 54
CH₄, 121, 122
ciclo hidrológico 3, 5, 6, 8, 16, 134, 140
Cl⁻, 116
clasificación química 112
clima 5, 13, 155, 157
diagrama de 9
cloruro 112, 116, 157
CO₂, 110, 117, 120, 121
CO₃²⁻, 117
coeficiente
de almacenamiento 57, 58, 62, 63, 64, 70, 72, 75, 79, 83
de dispersión 92, 95
de equipo 9, 12
de permeabilidad 46, 47, 48, 50, 54, 55
de uniformidad 50, 51
columna de agua 69, 79
compresión 59, 82
concentración de sales 157
concentración equivalente 123
condensación 134, 147
conducción térmica 146
conductímetro 104
conductividad
eléctrica 103, 107, 130, 156
hidráulica 19, 46, 50, 51, 52, 53, 54, 56, 57, 85, 93, 164
térmica 146
conexión al acuifero 90
connate water 7
cono
de abatimiento (de descenso) 58, 64, 65, 66, 71, 77, 78, 79
de dispersión 91
contaminaciones 30, 61, 93, 98, 99, 110, 118, 126, 151, 164

contaminante 62, 92
convección 91
térmica 146
COOPER y JACOB 73
corriente de calor geotérmica 146
corrosión

de enfriamiento 108
de mezcla 108

cuenca

de drenaje 4, 5
hidráulica 93
hidrogeológica 10

cuevas 28, 121

curva de paso 98

de trazador 95

D

D, 137

$\delta^{18}O$, 134, 138

DARCY, Henri 45, 51, 54

DARCY, ley de 10, 30, 32, 37, 45, 47, 48, 49, 53, 55, 56, 66, 89, 97

DARCY, límites de la ley de 51

DARCY, validez de la ley de 52

DARCY, velocidad de 46, 47, 60, 98

datos climáticos 9, 10, 11, 13

δD , 134, 138

deformaciones elásticas 82

densidad 54, 79

descarga 8, 26, 38, 132

descargas artificiales 28

descenso 65, 67, 69, 70, 72

de presión 68

residual 70, 72

desechos, depósitos de 17

desorción 91

detergentes 110, 120

diaclasas 84, 87

diagrama de clima 11

diámetro efectivo 50

difusión molecular 91, 92

difusividad hidráulica 62

dipolos de agua 14, 106

dirección de flujo 30, 87, 141

disociación electrolítica 103

disolución 101, 103, 104

de carbonatos 109

dispersión

hidrodinámica 91, 92, 93

mecánica 91, 92

dispersividad 93

dolinas 161, 163, 164

dolomías 158

drenaje 58, 64, 90

dureza 110, 113, 115

E

ecuación de balance de agua 12, 13

ecuaciones de mezcla 129

edad relativa 141

edades absolutas 140, 141

edades glaciales 138, 157

efecto

continental 136

de altura 134, 136, 147

de cantidad 136

de evaporación 138, 139

de latitud 135

de temperatura 134

estacional 137

paleoclimático 138

efectos de pozo 77

efluencia 28, 32, 33, 34, 69

elasticidad 82

energía

calorífica 48

cinética 48, 53

del sol 145

geotérmica 145

pérdida de 48, 49

potencial 48

ensayo

de acuífero 70, 90

de bombeo 51, 56, 61, 63, 64, 66, 70, 76, 77, 89, 98

de trazador 63, 93, 95, 98, 161, 164

eosina 95

equilibrio cal-bióxido de carbono 108, 115

erupción 80, 121

escombro de talud 26

escurrimiento 155

en tiempos secos 5

subterráneo 4, 5, 8, 10

superficial 4, 5, 10, 13, 156

espectro-fotometría 95

espectrómetro de masa 133

espejo de pozo 29

espeleología 160

espesor del acuífero 32, 37, 48, 56, 57, 66, 68, 89

estación pluviométrica 136

estalacmitas 161

estalactitas 161

estándar 133, 141

estructura tectónica 87

evaporación 3, 4, 5, 11, 13, 117, 132, 139, 147, 148, 157

altura de 10

potencial 6, 155

real 6

evaporímetro 6, 9, 10, 11

evaporitas 17, 113

evapotranspiración 3, 5, 6, 8, 10, 11, 13, 40, 155

exceso de deuterio 138

exfiltración 28, 32, 151

exoclast 160

explotación 70

F

F, 120

falla 27, 34, 84

Fe^{2+} , 119

Fe^{3+} , 119

fenómenos cársticos 158

filtración 164

filtro 65

de grava 77

flotador con cordel 30

fluido 54, 57, 79, 93

flujo

de calor geotérmico 149

horizontal 16

laminar 53, 89

turbulento 48, 53, 89

fluviómetro 9, 10

fluoruro 120

formation water 116

fórmula de mezcla 151

fósiles 157

fraccionamiento de isótopos 133, 134

fracturas 84

de intemperismo 18

franja capilar 16

freatofitas 5

fricción 48, 53

frío de evaporación 148

fuerzas LONDON-VAN DER WAALS 14

función de THEIS 72

G

gas 80

gas-lift 80, 121

gases 101, 104, 110, 114, 120, 146

gases nobles 120, 122

geohidráulica 43

glaciares 3, 6, 7

gradiente 32

de flujo 30

de inicio 53

de la línea recta 78

de límite 53

geotérmico de temperatura 149

hidráulico 46, 47, 48, 49

piezométrico 30, 31, 34, 36, 37, 45, 52, 53, 157

granulometría 50, 51, 86

gravas, canal de 21

gravedad 14, 16, 54, 58, 63, 64

gravitación 82

grietas 84

grupos de salinidad 125

grupos químicos 124

grutas 162

H

H_2S , 121, 122

HAZEN 50, 51

HCO_3^- , 106, 117, 121

helio, temperaturas de 122

heterogeneidad 21, 70, 86, 164

hidráulica

de los acuíferos 43

del agua subterránea 43

hidrocarburos 54, 112, 120

hidrógeno 104

hidrogeología

aplicada 13, 61, 70, 77, 79, 89, 90, 95, 99, 110, 126, 140

de carst 158, 160

hidrogeoquímica 99

hidrogeotermia 143

hidróxido de hierro $Fe(OH)_3$, 119

hierro 107, 112, 119

homogeneidad 19, 86, 90

horizonte de manantiales 26

horizontes del suelo 5

HUBBERT 48

humus 160

I

inercia 53

infiltración 4, 5, 8, 10, 12, 13, 32, 40, 70, 129, 136, 147, 155, 156

efectiva 8

influencia 32, 33, 34

inhomogeneidad 21, 32, 78

intercambio

catiónico 106, 116, 125

de calor 146

intercepción 5, 6

interface 156

interflujo 5

inyección 91, 93, 95

de sal 10

iones 103

isopiezas 30, 31, 66

isótopo

estable 95, 133, 139, 141

ligero 133

pesado 133

radioactivo 133, 140

isótopo-hidrología 132

isótopos 130, 132

isotropía 19, 21, 86

J

juntas 89
de estratos 84

K

K⁺, 116, 123
karren 160
Karst 158

L

lagos 7, 13, 34
leakance 90
leaky acuífero 79
límite de acuífero 78
línea de flujo 30, 31, 49, 66
líneas equipotenciales 49
lisímetro 10, 40
lodo de perforación 80
longitud de dispersión 93

M

magnesio 115
manantial 5, 27, 32, 93, 119, 160
de carst 108, 111, 164
episódico 161
frío 147
intermitente 28, 161
sub-acuático 27
termal 111, 130, 147, 150
tipos de 26
manganeso 119, 120
mareas de tierra firme 81, 82
MARIOTTE 3
matriz 89
meq/l, 123
metales pesados 102, 107, 112
metano (CH₄) 120, 122
meteoric water line 138

método de línea recta 73, 74, 75

Mg²⁺, 115

milidarcy 55

minas 28

mineralización 54, 80, 101, 102, 104,
145, 155, 157, 164

baja 112, 116

mmhos/cm, 104

Mn²⁺, 119, 120

Mn⁴⁺, 119, 120

modelo de dos porosidades 89

modelos de flujo 50

montmorillonita 106

mSiemens/cm, 104

muestreo 112

N

N₂, 122
Na⁺, 115, 123
nitrato 118
nitrito 118
nitrógeno (N₂) 104, 120, 122
nivel

de presión 29, 76

dinámico 65, 66

estático 65, 66

freático 15, 29

piezométrico 8, 29, 31, 38, 40, 79, 80, 81, 82, 90

piezométrico, variaciones del 37, 80, 83

nivelación 30, 37

no-conductoras 17

NO₃⁻, 118

norias 28, 29

O

O₂, 110, 120, 121

onda de temperatura 149

OSANN, diagrama de 124, 126

oxidación 104, 105, 121

óxido de hierro 105

oxígeno (O₂) 104, 105, 120, 121

P

paleoclima 138

parábola de toma 33

partes por billón [ppb] 103

partes por millón [ppm] 103

parteaguas 4, 5, 13, 33, 37, 95, 160

PENMAN, fórmula de 6

percolación 16

pérdida de agua 93, 160, 163

pérdida de presión 76, 77

permeabilidad 19, 21, 32, 34, 45, 48, 56, 58, 63, 84,
85, 87, 89, 90, 121, 158, 164

baja 14, 23, 24, 51, 52

baja, rocas de 17

horizontal 56

intrínseca 19, 54, 55, 57

vertical 56

permeámetro 51

PERRAULT 3

peso atómico 123

peso específico 54, 79, 80

peso molecular 123

pH 102, 107, 117, 118, 120

piezometría 29

piezómetros 29, 47

PIPER, diagrama de 124

pirita 105

pisos de agua subterránea 36, 84, 112

plantas 5, 109, 118, 120

pleistoceno (a) 7, 157

pluviómetro 9, 10

poljes 163, 164

poros 47

poros, intersticios 18

porosidad 19, 57, 58, 60, 61, 62, 63,
85, 87, 89, 98, 164

cinemática 61, 63, 93, 98

drenable 63

efectiva 61, 63, 98

potasio 116

potencial 56, 63, 68, 79, 90

hidráulico 23, 36, 45, 48, 49

redox 102, 106

pozo

artesiano 23, 36, 49, 69

característica de 67, 68, 69

completo 76

de bombeo 72

de monitoreo 29

de observación 29, 37, 72

de perforación 28

incompleto 76, 77

precipitación 3, 4, 8, 9, 11, 12, 13, 37,
38, 103, 136, 147, 155, 156

de bosque 5, 6

eventos de 40

presa 34

presión 49, 52, 122

artesiana 23, 69

atmosférica 81

barométrica 81

del acuífero 79, 81

del aire 82

dinámica 68

estática 68

nivel de 22

parcial 121

procesos redox 105

proteínas 118

punto de medición 10

R

radio de influencia 66, 68

radio de pozo 77

radiocarbón 140

reacciones de presión 62

reacciones elásticas 58, 63, 64

recarga 8, 11, 12, 13, 24, 132, 134, 142, 155

tasa de 10, 13, 14, 155

recta meteorológica 138

recuperación 67, 70, 72, 74, 75, 77, 79

reducción 104, 105

registros de temperatura de pozos 151

rendimiento específico 57, 58, 63, 69

resistencia de entrada 77

retención 14

REYNOLD, número de 53

rezume 23, 24, 36, 79, 90

río infiltrante 62

roca firme 84

rocas

arcillosas 14

carstificadas 18

consolidadas 18

de permeabilidad baja 51

S

S⁻², 122

sal común 112

sales 156

salmueras 104, 112, 114, 115, 116, 117, 120

saturación 102

SCHOELLER, diagrama de 124

sección de flujo 47

selvas 5

tropicales 109

silbato de pozo 30

silíceo 102, 107, 110, 118

sismos 81, 83

sistema

de flujo 24, 99, 145, 148, 150, 151

hidrogeológico 8, 9, 10, 12, 13, 14, 24, 101

hidrogeológico cerrado 8

roca-fluido 54

SO₄⁻², 117, 122

sobre abono 118

sobreexplotación 13

sodio 115

sólidos disueltos, total de 114

solubilidad 102

solución 102

sonda

acústica 30

automática 30

de luz 30

specific yield 58

Sr, 110

subsistencia cárstica 163

subzona capilar 15

subzona intermedia 15

succión capilar 14

suelo 6, 10, 11, 12, 39, 101, 118, 120, 121,
141, 155, 156, 160

capacidad de campo del 8

humedad de 7

zona del 15

suelos arcillosos 14

sulfato 105, 114, 117

sulfuro de hidrógeno (H₂S) 105, 117, 120, 122

sustancias

orgánicas 105

sólidas 101

sólidas disueltas 112

T

temperatura 48, 50, 54, 79, 80, 102, 104, 108, 129, 130, 145, 147, 151, 155
mediciones de 28

tendencia 77

tensión de superficie 14

teoría de potencial 50

THEIS 72

THOMPSON, vertedor de medición de 9

TICKEL, diagrama de 124, 125

tiempo de flujo 96, 97

tiempo seco 10

tipos aniónicos 112

toma de muestras 110

total de sólidos disueltos (TSD) 103

toxicidad 121

tramo de resumo 77

transmisibilidad 56

transmisividad 56, 58, 62, 66, 70, 72,

75, 78, 79, 83

intrínseca 57

transpiración 5, 11

transporte de sustancias 61, 91

travertinos 103, 108

traza, constituyentes de 112

trazador 62, 91, 92, 95

involuntario 120, 140

trazadores, ensayos de 61

trend 77

triángulo hidrológico 30, 31, 34, 89

tritio 95, 133, 140

de la bomba 140

TU (unidad de tritio; tritium unit) 140

tubo capilar 14

ranurado 37, 65

túneles 28

U

unidad darcy 54

uranina 95, 96

V

V-SMOW 133

valencia 104, 123

variación

barométrica 81, 82

piezométrica 37, 39, 77

rítmica 83

variaciones

del nivel freático 164

estacionales de temperatura 148

temporales de recarga 155

vegetación 5, 11, 39

velocidad

cinemática 61

de camino 59

de distancia 47, 60

de filtración (de DARCY) 60

de flujo 9, 45, 46, 49, 59, 61, 87,

93, 95, 97, 141, 164

de flujo efectiva 60, 93

de flujo real 59

del sonido 62

efectiva 60, 98

ficticia 60

hidrodinámica 60, 61, 97

máxima de distancia 62

media de distancia 62

vertedor de medición 9, 10

vida media 140

Vienna Standard of Mean Ocean Water 133

viscosidad 52, 53, 54

volumen

de cavidad 164

de cavidad cárstica 85

de grietas 19, 85

de huecos cársticos 19

de poros 19, 58, 62

representativo elemental 86, 90

VRE 86, 90

Y

yacimientos

de agua potable 157

de hidrocarburos 122

minerales 99

yeso 16, 113, 122, 163

Z

zanjas de construcción 28

zona (subzona)

capilar 15

de aeración 119

intermedia 15

no saturada 12, 15, 24, 101, 141, 156, 158

saturada 12, 101, 141, 158, 163

vadosa 15, 162

zonas áridas 155, 157

zonas húmedas 156

^{14}C moderno, 140

$\mu\text{mhos/cm}$, 104

$\mu\text{Siemens/cm}$, 104

^{13}C , 141

^{14}C , 140

^{18}O , 136

^3H , 140

Introducción a la hidrogeología se terminó de imprimir en el mes de septiembre de 1996. La edición estuvo al cuidado de la Dirección de Publicaciones de la Universidad Autónoma de Nuevo León.

U A N L

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Este libro pretende llenar un hueco en la gama modesta de los libros de texto de hidrogeología disponibles en castellano.

Los caminos y el comportamiento del agua subterránea, generalmente invisibles y por eso considerado como algo misterioso desde tiempos inmemoriales, son el objetivo de la hidrogeología. El autor ha tratado de presentar esta materia complicada en una forma breve mas bién ilustrada por 132 figuras de texto y por ejemplos, tomados en gran parte de su propia experiencia.

La obra servirá para introducir a la hidrogeología general, no solo a los estudiantes de la geología y de las demás ciencias de la tierra, sino también a los de áreas afines, tales como ingeniería civil e hidrología, así como a ecólogos sin formación en hidrogeología que quieran familiarizarse con el agua subterránea.

Universidad Autónoma de Nuevo León
Facultad de Ciencias de la Tierra

Introducción a la Hidrogeología
Joerg Werner

ISBN 968-6337-89-X / primera edición, 1996
Linares, Nuevo León, México

