

Velocidad de las Aguas Subterráneas

J.F. Devlin

Traductor: Jorge Zafra



THE
GROUNDWATER
PROJECT

Velocidad de las Aguas Subterráneas

The Groundwater Project

J.F. Devlin

*Profesor,
Departamento de Geología,
Universidad de Kansas
Lawrence, Kansas, Estados Unidos*

*Traductor: Jorge Zafrá
Docente
Departamento de Ingeniería Ambiental
UTEC
Lima Peru*

***Velocidad de las aguas
subterráneas***

*The Groundwater Project
Guelph, Ontario, Canada*

Todos los derechos reservados. Esta publicación está protegida por derechos de autor. Ninguna parte de este libro puede ser reproducida de ninguna forma o por ningún medio sin permiso por escrito de los autores (para solicitar permiso contactarse al correo: permissions@gw-project.org) ↗ La distribución y reproducción comerciales están estrictamente prohibidas.

Los trabajos de The GW-Project se pueden descargar de forma gratuita desde gw-project.org ↗. Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw-project.org ↗ para descargar trabajos de GW-Project. No está permitido poner documentos de GW-Project a disposición en otros sitios web ni enviar copias de los documentos directamente a otros.

Derechos de autor © 2020 J.F. Devlin (El autor)

Publicado por The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canadá, 2020.

Devlin, J.F.

Velocidad de las aguas subterráneas / J.F. Devlin Guelph, Ontario, Canadá, 2020.

64 páginas

Zafra, Jorge

Velocidad de las aguas subterráneas / Jorge Zafra Lima, Perú, 2021.

75 páginas

ISBN: 978-1-77470-083-9

Por favor, considere inscribirse en la lista de correo de The Groundwater Project y manténgase informado sobre nuevas versiones de libros, eventos y formas de participar en The Groundwater Project. Cuando se registra en nuestra lista de correo electrónico nos ayuda a construir una comunidad global de aguas subterráneas.

[Inscríbete](#) ↗

Cita: Devlin, J.F., 2020, [Velocidad de las aguas subterráneas](#) ↗. The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canadá.



Editores de dominio: John Cherry y Eileen Poeter

Líderes por Tema: Eileen Poeter y John Cherry

Consejo: John Cherry, Steven Moran, Everton de Oliveira y Eileen Poeter

Comité Directivo: Allan Freeze, Ineke Kalwij, Douglas Mackay, Steven Moran, Everton de Oliveira, Beth Parker, Eileen Poeter, Yin Fan Reinfelder, Warren Wood y Yan Zheng.

Imagen de portada: J.F. Devlin

Dedicatoria

A mi esposa Frances y a mi hija Jessica que estaban conmigo cuando escuché por primera vez la llamada para tirar del hilo que se convirtió en este libro. Su paciencia, humor y compañerismo hicieron que los años de desarrollo de las ideas aquí presentadas volaran.

Tabla de Contenidos

DEDICATORIA	IV
TABLA DE CONTENIDOS	V
PRÓLOGO DE THE GROUNDWATER PROJECT	VI
PRÓLOGO	VII
PREFACIO DE LA TRADUCCIÓN	IX
PREFACIO	X
AGRADECIMIENTOS	XI
AGRADECIMIENTOS DEL TRADUCTOR	1
1 INTRODUCCIÓN	1
2 LA LEY DE DARCY COMO BASE PARA MEDIR LA VELOCIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	7
3 MÉTODOS ALTERNATIVOS PARA MEDIR LA VELOCIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA	12
3.1 PRUEBA DE TRAZADORES ENTRE POZOS.....	12
3.2 TÉCNICAS EN POZOS INDIVIDUALES	15
3.2.1 <i>Métodos de Punto de Dilución</i>	16
3.2.2 <i>Flujómetro de pulso de calor (HPF)</i>	18
3.2.3 <i>Sonda de velocidad puntual en pozo (IWPVP)</i>	19
3.2.4 <i>Herramienta de velocidad directa (DVT)</i>	20
3.2.5 <i>Medidor de flujo pasivo (PFM)</i>	21
3.2.6 <i>Boscopia Coloidal</i>	21
3.3 TÉCNICAS QUE INVOLUCRAN CONTACTO DIRECTO CON MATERIAL DEL ACUÍFERO	21
3.3.1 <i>Sensor de flujo permeable in situ (ISPFS)</i>	21
3.3.2 <i>Sonda de velocidad puntual (PVP)</i>	22
3.3.3 <i>Sonda de variabilidad de aguas subterráneas (GVP)</i>	23
4 LA IMPORTANCIA DE CONOCER LA VELOCIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA	24
4.1 TASAS CONSTANTES	26
4.2 CAPACIDADES DE OXIDACIÓN REDUCCIÓN	28
4.3 MEZCLA EN LA SUBSUPERFICIE.....	30
4.4 TIEMPO DE RESIDENCIA Y TIEMPO DE VIAJE EN AGUAS SUBTERRÁNEAS	35
4.5 DESCARGAS DE MASA DE CONTAMINANTES.....	40
4.6 MEDICIONES DE VELOCIDAD EN MEDIOS FRACTURADOS.....	42
5 RESUMEN	51
6 EJERCICIOS	53
CONJUNTO DE EJERCICIOS 1.....	54
CONJUNTO DE EJERCICIOS 2.....	56
CONJUNTO DE EJERCICIOS 3.....	60
CONJUNTO DE EJERCICIOS 4.....	63
7 REFERENCIAS	68
8 SOLUCIONES DE EJERCICIOS	72
9 SOBRE EL AUTOR	73
10 SOBRE EL TRADUCTOR	74
MODIFICACIONES DE LA EDICIÓN ORIGINAL	A

Prólogo de The Groundwater Project

Los Miembros y socios del ONU-Agua establecen su tema anual con unos años de antelación. El tema para el Día Mundial del Agua del 22 de marzo de 2022 es "Aguas subterráneas: hacer visible lo invisible". Esto es bastante apropiado para el debut de los primeros libros de Groundwater Project (GW-Project) en 2020, que tienen el objetivo de hacer visibles las aguas subterráneas.

El GW-Project, una-organización sin fines de lucro registrada en Canadá en 2019, se compromete a contribuir al avance de la educación y aporta un nuevo enfoque a la creación y difusión de conocimientos para la comprensión y la resolución de problemas. El GW-Project opera el sitio web [-https://gw-project.org](https://gw-project.org) como una plataforma global para la democratización del conocimiento de las aguas subterráneas y se basa en el principio de que:

"El conocimiento debe ser gratuito y el mejor conocimiento debe ser el libre conocimiento."

Anónimo

La misión de GW-Project es proporcionar materiales educativos accesibles, atractivos, de alta calidad, gratuitos en línea en muchos idiomas, a todos los que quieran aprender sobre las aguas subterráneas y comprender cómo las aguas subterráneas se relacionan con los sistemas ecológicos y la humanidad. Este es un nuevo tipo de esfuerzo educativo global, en el sentido en que se basa en el voluntariado de profesionales de diferentes disciplinas e incluye académicos, consultores y profesionales jubilados. El GW-Project involucra a muchos cientos de voluntarios asociados a más de 200 organizaciones de más de 14 países y seis continentes, con una participación creciente.

El GW-Project es un esfuerzo en-curso y continuará con cientos de libros que se publicarán en línea durante los próximos años, primero en inglés y luego en otros idiomas, para descargar dondequiera que Internet esté disponible. Las publicaciones de GW-Project también incluyen materiales de apoyo como videos, conferencias, demostraciones de laboratorio y herramientas de aprendizaje, además de proporcionar o vincularse a software de dominio público para diversas aplicaciones de aguas subterráneas que apoyan el proceso educativo.

El Proyecto GW-es una entidad viva, por lo que las ediciones posteriores de los libros se publicarán de vez en cuando. Se invita a los usuarios a proponer revisiones.

Le agradecemos por formar parte de la Comunidad GW-Project. Esperamos saber de usted acerca de su experiencia con el uso de los libros y material relacionado. ¡Damos la bienvenida a ideas y voluntarios!

El-Comité Directivo de GW-Project

Diciembre de 2020

Prólogo

La velocidad de las aguas subterráneas es un parámetro fundamental e importante en la ciencia de las aguas subterráneas, pero a menudo nuestro tratamiento es superficial. Particularmente cuando sacrificamos exactitud y precisión por la conveniencia ofrecida por la ley de Darcy. Esto se hace con pleno conocimiento de las grandes incertidumbres bien conocidas que provienen del uso de estimaciones de conductividad y gradiente hidráulicos para obtener el flujo Darcy, luego dividiendo por la porosidad efectiva total. Incluso cuando no se han realizado mediciones específicas del sitio de ninguno de estos parámetros, se utilizan "conjeturas" de los valores de dichos parámetros para estimar un valor de velocidad que satisface de manera aparente la necesidad. Este enfoque ha sido útil para resolver algunos problemas de aguas subterráneas, pero no es el enfoque más deseable para los casos en los que la velocidad es un factor fundamental, una ocurrencia común en las investigaciones de movilización de contaminantes.

Además de la alta incertidumbre del enfoque basado en Darcy, un valor de velocidad determinado de esta manera tiene escalas espaciales y temporales inherentes que pueden ser inadecuadas para el problema en cuestión. Estas limitaciones pueden superarse mediante la realización de pruebas de trazador en toda un área de estudio, pero hacerlo requiere múltiples puntos de monitoreo y, por lo general, está lleno de dificultades. De mayor valor son las pruebas de trazador realizadas a escalas más pequeñas, particularmente en pozos de monitoreo individuales o pozos. Un método para esto, conocido como dilución de pozos, apareció en la literatura en la década de 1940 y se amplió en publicaciones en la década de 1950, pero fue ignorado en gran medida en la ciencia de las aguas subterráneas. Con la gran expansión de la atención a la contaminación de las aguas subterráneas a finales del siglo XX y principios del XXI, se han desarrollado otros enfoques para la medición de la velocidad en pozos individuales. La tecnología general de medición de velocidad ha madurado de una actividad de investigación a una que está lista para su uso general en la resolución de diversos problemas de aguas subterráneas.

Este libro es el primero de su tipo en la literatura de educación en aguas subterráneas. Muchos de los métodos de pozo único, y la consideración de la velocidad de Darcy en el marco más amplio de la medición de velocidad, se examinan en este libro.

El autor, el Dr. J.F. Devlin, profesor de la Universidad de Kansas, en los Estados Unidos, ha estado a la vanguardia del desarrollo y las pruebas de múltiples métodos para la medición de velocidad y tiene una amplia experiencia en la aplicación de esta tecnología en una variedad de condiciones de aguas subterráneas. Con la publicación de este libro, nuestro deficiente respeto por la velocidad de las aguas subterráneas como uno de los parámetros clave en la ciencia de las aguas subterráneas puede llegar a su fin.

John Cherry, líder de The Groundwater Project
Guelph, Ontario, Canadá, diciembre de 2020

Prefacio de la Traducción

Toda la información técnica relacionada con el agua tiene una gran importancia en el contexto actual de condiciones ambientales cambiantes. Asimismo, el agua es un recurso vital para el desarrollo de la humanidad y permite la mejora de la calidad de vida de la población global.

Para poder continuar con el objetivo de mejorar la calidad de vida de la población mundial, es muy importante que se pueda contar con información y herramientas técnicas que sean de fácil acceso para todos.

En el caso específico de las aguas subterráneas, toda información que permita caracterizar el recurso para su uso sostenible, será una contribución hacia la meta de mejorar las condiciones de vida de la población global. Bajo esta premisa, una de las características más importantes para el estudio de las aguas subterráneas es la estimación de su velocidad. Dicha estimación, no es una tarea fácil. La información disponible en castellano para el estudio o realización de estas estimaciones era escasa o nula hace algunos años atrás.

El avance exponencial de la tecnología en los últimos años ha permitido la aparición de nuevas herramientas que permiten realizar dichas estimaciones en campo con diversos métodos que algunos años atrás eran inviables tecnológicamente. Asimismo, la aparición de la globalización también ha permitido el acceso a esta información de una manera mucho más rápida.

Si bien es cierto la masificación de la información y tecnologías es un avance positivo. Es de mucha utilidad poder contar con información en diversos idiomas que permitan aún más la divulgación del conocimiento.

Iniciativas como esta contribuyen a la divulgación de la información para las ciencias e ingeniería, de una manera formal, académica, pero a la vez entendible e inclusiva.

Agradezco a The Groundwater Project y a J.F. Devlin por la oportunidad de participar y contribuir a esta iniciativa.

Esperamos que el texto traducido sea una herramienta que contribuya a mejorar la calidad de vida en este caso del mundo hispanohablante.

Jorge Zafra, Traductor del texto para de The Groundwater Project

Lima, Perú, Setiembre de 2021

Prefacio

En 1998 participé en un proyecto que secuenciaba tecnologías de corrección *in situ* para tratar una pluma de agua subterránea contaminada que consistía en hidrocarburos y solventes clorados. Una zona de tratamiento anaeróbico que se basa en hierro cero valente se colocó en el suelo seguido por una zona de biosparge (combinación de inyección de aire y biorremediación). Se realizó un trabajo de laboratorio para medir cuidadosamente las tasas de transformación química y los coeficientes de absorción, así como evaluar las tasas de biodegradación y la volatilización. El flujo se dirigió a través de un sistema de embudo y compuerta, de una manera altamente controlada, con puntos de monitoreo y piezómetros colocados para maximizar los esfuerzos de caracterización. El sistema de tratamiento fue diseñado con un factor de seguridad que debería haber asegurado que ninguna sustancia anaeróbicamente degradable pasara a la zona de tratamiento aeróbico aguas abajo. Sin embargo, los compuestos menos clorados, cis 1,2; DCE y cloruro de vinilo pasaron a través de la zona de hierro cero valente y a la zona aeróbica. ¿Por qué sucedió esto? ¿El problema fue con las tasas estimadas de transformación? ¿O el agua encontró vías de flujo preferente a través del hierro que redujeron el tiempo de residencia de contaminantes en el hierro? El trabajo de laboratorio encontró razones químicas plausibles para el avance de los contaminantes, pero las pruebas de trazador y los cálculos de Darcy no pudieron descartar satisfactoriamente contribuciones del flujo físico al avance. El fracaso de la componente hidrogeológica de esta evaluación fue sorprendente e inquietante. Encendió el interés en métodos y tecnologías alternativos para medir la velocidad de las aguas subterráneas. Aparentemente, esta experiencia — o el análisis que inspiró — no fue única. En las últimas dos décadas, ha aparecido una literatura sustancial y creciente que ofrece alternativas para la estimación de la velocidad. Algunos de los métodos representan nuevos enfoques, mientras que otros son modificaciones de ideas anteriores; algunos métodos han ganado cada vez más atención desde su introducción y otros se han quedado inactivos. La lección aquí es que los investigadores y profesionales han reconocido cada vez más la importancia de la velocidad de las aguas subterráneas y las limitaciones de los métodos convencionales para su estimación. El objetivo de este libro es compilar las razones para que los hidrogeólogos consideren métodos alternativos de medición de la velocidad de las aguas subterráneas, y presentar un subconjunto de las tecnologías que han ganado atención a través de los años. A través de la presentación de este material, se espera que tanto los hidrogeólogos experimentados como los próximos puedan comenzar a explorar las perspectivas que las nuevas mediciones de velocidad pueden ofrecer, y tal vez ellos mismos se inspiren para imaginar nuevas y mejores maneras de hacer estas mediciones.

Agradecimientos

Este libro debe su existencia principalmente a la persuasión de John Cherry, y a la siempre penetrante pero solidaria edición que él y Eileen Poeter proporcionaron. La precisión técnica, la legibilidad del trabajo y la eficacia de los ejercicios también fueron revisadas por varios estudiantes graduados que trabajaban en el grupo Devlin, incluyendo Trevor Osorno, Bryan Heyer, Allison Cormican y Matt Jones.

Las revisiones exhaustivas y útiles; y contribuciones a este libro por las siguientes personas es agradecido:

- ❖ Peter Kitanidis, Profesor, de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad de Stanford, California, EE.UU.;
- ❖ Harald Klammler, Departamento de Ingeniería Civil y Costera de la Universidad de Florida, Florida, Estados Unidos;
- ❖ Mike Annable, Profesor, Departamento de Ingeniería Civil y Costera de la Universidad de Florida, Florida, ESTADOS UNIDOS;
- ❖ Peter Bennett, AMEC Geomatrix, 2101 Webster Street, 12th Floor, Oakland, California, EE.UU.
- ❖ Vitaly Zlotnik, Profesor Emérito, Universidad de Nebraska, Lincoln, Nebraska, Estados Unidos.

Estoy agradecido con Amanda Sills por la supervisión de este libro y con Elhana Dyck por la edición impresa, ambas del The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canadá. Agradezco a Eileen Poeter (Escuela de Minas de Colorado, Golden, Colorado, EE. UU.) por la edición, edición de diseño y producción de este libro.

Gracias a Jorge Zafra por la traducción en español.

1 Introducción

La palabra "velocidad" es familiar en el léxico público. Trae a la mente una pelota de béisbol volando más allá de un bate oscilante, o un coche que se mueve por la carretera. Para la mayoría de las personas, la velocidad es sinónimo de "rapidez". Sin embargo, para aquellos en las ciencias, la palabra velocidad contiene dos componentes importantes: la velocidad, como se aludió anteriormente, y la dirección del movimiento. Para aquellos que estudian las aguas subterráneas, ambas cantidades están convenientemente disponibles a través de la aplicación de la Ley de Darcy (discutida en profundidad en la siguiente sección), que relaciona el caudal con las características físicas medibles de los acuíferos y se remonta a 1856. Sin embargo, aunque la Ley de Darcy se utiliza ampliamente para estimar la velocidad de las aguas subterráneas, es sólo uno de varios métodos actualmente disponibles (**Figura 1**).

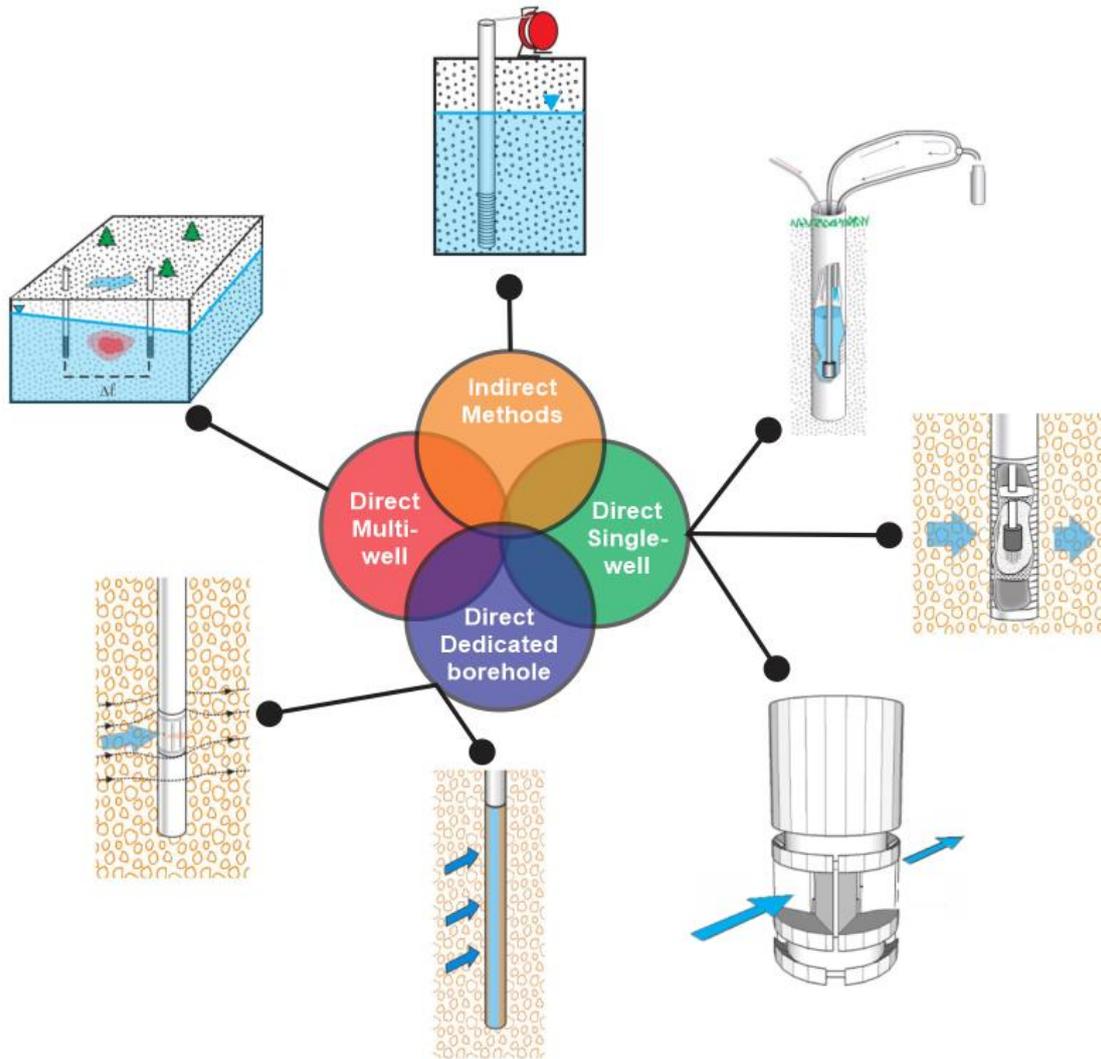


Figura 1 - Diagrama contextual que muestra los métodos alternativos seleccionados para determinar la velocidad de las aguas subterráneas y sus clasificaciones generales como métodos directos o indirectos. Todos se discuten en detalle en las siguientes secciones de este libro. En el sentido de las agujas del reloj desde arriba: método Ley de Darcy, métodos de dilución puntual, método de caudalímetro de pulso de calor, IWPVP (sonda de velocidad puntual en pozo), ISPFIS (sensor permeable de flujo in situ), PVP (sonda de velocidad puntual) y pruebas de trazador de múltiples-pozos.

A medida que los contaminantes en las aguas subterráneas han ganado atención, y se ha encontrado que dependen — a veces profundamente — de los detalles de la estructura de los acuíferos para su destino y comportamiento de transporte, las oportunidades de modernizar el uso de la Ley de Darcy con métodos alternativos, como los de la **Figura 1**, han ganado atención y valor. Los esfuerzos por desarrollar estas tecnologías han variado tanto en enfoque como en nivel de éxito. Las tecnologías, discutidas en secciones posteriores; que han mostrado promesas se resumen en el **Error! Reference source not found.** y se da una representación gráfica de las áreas de fuerza, por clasificación de la **Figura 1**, en la **Figura 2**.

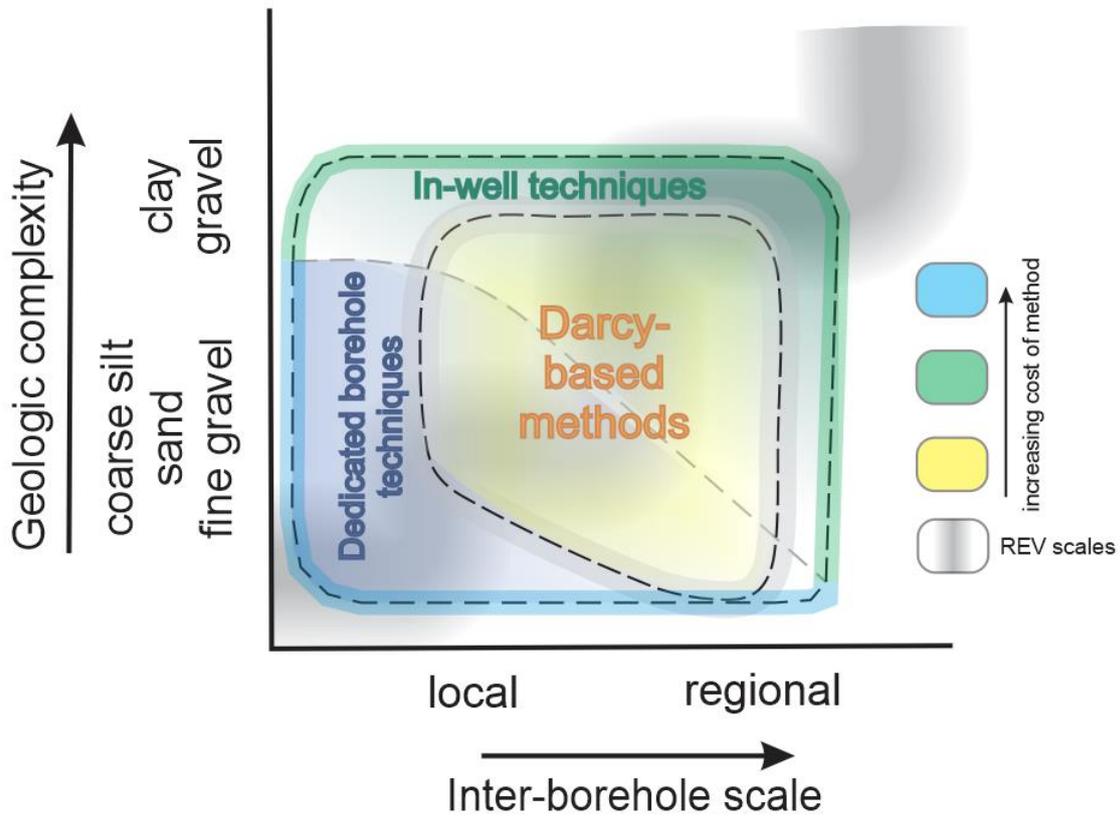


Figura 2 - Conceptualización de la aplicabilidad de las técnicas de velocidad descritas en el texto. El eje vertical indica dos aspectos: incremento de la complejidad geológica; y textura de sedimentos. El eje horizontal refleja la aplicabilidad en función de la escala, tal como se define mediante el espaciado entre perforaciones. Los resultados más fiables a escalas bajas provienen de instrumentos en agujeros dedicados (sin pozos) que no están limitados por paquetes de filtros o interferencias de pantalla de pozo. Sin embargo, los instrumentos de perforación dedicados requieren un colapso completo del sedimento alrededor de los instrumentos. Por lo tanto, a medida que los sedimentos de acuíferos se vuelven más complejos o cohesivos, las herramientas in well (dentro de pozo) se vuelven preferibles para mediciones a pequeña escala. Las escalas intermedias pueden caracterizarse con técnicas de un solo pozo o métodos basados en la ecuación de Darcy que no son sensibles a escalas más bajas. A grandes escalas (es decir, grandes distancias entre pozos) los métodos relacionados con la ley de Darcy sufren de incertidumbres en la continuidad de las condiciones geológicas entre pozos, por lo que los lugares que necesitan estimaciones de velocidad precisas podrían beneficiarse de mediciones in well. El patrón gris en el fondo de la figura es un recordatorio de que los REV (volumen elemental representativo) geológicos cambian con la escala

Tabla 1 - Resumen de las técnicas de medición de la velocidad que se describen en el texto. Dentro de cada una de las categorías de método, el rango de mediciones puede extenderse de unos pocos centímetros por día a decenas de metros por día, aunque esta gama completa de desempeño es específica de la herramienta y del sitio, dependiendo de las condiciones encontradas. Los colores de las celdas se ajustan a la **Figura 2**.

Método	Escala	Ejemplos	Instrumentación/Descripción	Comentarios	Aplicación mas favorable
Métodos basados en Darcy-	generalmente, ~ 10 m a ~ 100 m de separación entre pozos comunes en investigaciones locales a regionales	investigación convencional del sitio basada en análisis de nivel de agua y estimación de conductividad hidráulica (<i>K</i>) aplicación de la Ley de Darcy en modelos digitales	pozos y cintas de nivel de agua o sondas medir la carga en los pozos para obtener el gradiente a lo largo del dominio y obtener el valor de <i>K</i> del dominio. La recopilación de datos requiere minutos por pozo. ordenador distribución de la cabeza hidráulica en un modelo informático a través de la calibración alimentada por datos de campo sobre geología, conductividad hidráulica, generalmente, requiere días a semanas para completar	escala dependiente del número y espaciado de las mediciones de <i>K</i> escala dependiente del método de medición de <i>K</i> limitado por diferencias medibles en los niveles de agua, heterogeneidad entre pozos, y conexión hidráulica entre pozos	caracterización generalizada del flujo predicción de migración global de pluma contaminante
Técnicas de velocidad In-well	medidas de escala de centímetro a metro de pozos individuales patrones de flujo a mayor escala posibles con múltiples pozos e información complementaria (por ejemplo, geofísica, Darcy, modelamiento)	métodos de dilución puntual y volúmenes finitos para dilución puntual (FVPD) Drost et al., 1968; Brouyere et al., 2008 medidor de flujo pasivo (PFM) Hatfield et al., 2004 sonda de velocidad puntual en pozo (IWPVP)- Osorno et al., 2018 boroscopio coloidal Kearl y Roemer, 1998 caudalímetro de pulso de calor (HPF) Kerfott y Massard, 1985 técnica de velocidad directa (DVT) Essouayed et al., 2019	bomba, packers, sistema de inyección de trazador inyectar trazador soluto en el intervalo de prueba en el pozo y, con la mezcla, medir la disminución de la concentración - requiere minutos a horas para completar Instrumento PFM suministrado por el proveedor Ubicar los instrumentos en el pozo dejarlo durante días a semanas - recuperar el instrumento y enviar al laboratorio para su análisis sonda In-well, bomba de inyección de trazador, datalogger- instalar en pozo, liberar trazador (solución salina, agua des ionizada o calor) - reposicionamiento y repetición para la elaboración de perfiles - requiere minutos a horas para completar cada prueba instrumento In-well con cámara, monitor y computadora-- instalar en pozo, permitir que el flujo se reequilibre, rastrear coloides en el agua a medida que pasan a través del instrumento en el pozo - requiere minutos a horas para completar- sonda suministrada por el proveedor, debe ser embalado en cuentas de vidrio y un "empaquete difuso", cuenta con panel de control - instalar en pozo, activar calentador, registrar cambios de temperatura en los termistores. La interpretación puede requerir asistencia experta - requiere minutos para completar dispositivo In-well, sistema de inyección y detección de trazadores-- instalar en pozo, liberar trazador en el tubo de drenaje a velocidad conocida mientras se monitorean las concentraciones de salida - requiere minutos a horas para completar	el flujo medido depende de posibles interferencias de los paquetes de filtros (si están presentes), la zona disturbada fuera de la carcasa del pozo, y la pantalla del pozo mejores resultados esperados en pozos desarrollados ampliamente PFM midió flujos de tiempo promedio durante días a semanas, otros métodos vuelven minutos a horas para mediciones Algunas técnicas se pueden combinar con otros sensores o puertos de muestreo	patrones de flujo locales verificación de los cálculos de la ley de Darcy identificación de la zona de flujo preferente en perfiles verticales mediciones de velocidad directa en sedimentos cohesivos (contenido de limo y arcilla), o fracción de grava alta

Método	Escala	Ejemplos	Instrumentación/Descripción	Comentarios	Aplicación mas favorable
Técnicas en pozos dedicados	medidas de escala de centímetro a metro de cada pozo patrones de flujo a mayor escala posibles con múltiples pozos e información complementaria (por ejemplo, geofísica, Darcy, modelamiento)	sonda de velocidad de punto (PVP) Labaky et al., 2007 <hr/> sensor de flujo pasivo in situ (ISPFs)- Ballard, 1996	sondas unidas entre longitudes de tuberías, sistema de inyección de trazador y datalogger instalar el instrumento como pila multinivel o único en un pozo dedicado que puede colapsar alrededor de la carcasa liberar el trazador (por ejemplo, solución salina, agua des ionizada, calor) y rastrearlo a medida que se mueve en el perímetro del instrumento - requiere minutos a horas para completar <hr/> instrumento suministrado por el proveedor, incluye panel de control instalar el instrumento en el pozo dedicado, que puede colapsar alrededor de la carcasa. Calentar la superficie exterior a una condición estacionaria y medir la distribución final de la temperatura en la superficie - requiere minutos a horas para completar	requieren pozo dedicado al instrumento sujeto a interferencias relacionadas con zonas disturbadas que rodeen el pozo escala depende del número de instrumentos desplegados PVP se puede combinar con otros sensores o puertos de muestreo flujo vertical medible en principio, pero los datos de flujo vertical ISPFs deben interpretarse con especial precaución	patrones de flujo locales sedimentos no cohesivos (generalmente de alto contenido de arena) - instalaciones permanentes adecuadas para mediciones de series de tiempo despliegue multinivel útil para la supervisión de descargas masivas

La **Figura 2** se proporciona únicamente como una indicación general de las fortalezas de los métodos. Por ejemplo, las mayores fortalezas de los métodos de pozo único surgen de su capacidad para identificar entidades geológicas a escala relativamente pequeña (centímetros a metros de tamaño) que afectan al transporte de contaminantes de maneras importantes, como los canales de flujo preferente. Estas características pueden ser continuas a gran escala, haciendo que los métodos de pozo único sean relevantes en cualquier escala de valor práctico para los estudios hidrogeológicos. Sin embargo, cuanto mayor sea la escala, más puntos de medición se requieren para garantizar una caracterización precisa. Esto podría volverse prohibitivo en muchos casos, por lo que es probable que los métodos de pozo único se utilicen más en investigaciones a escala espacial relativamente pequeña.

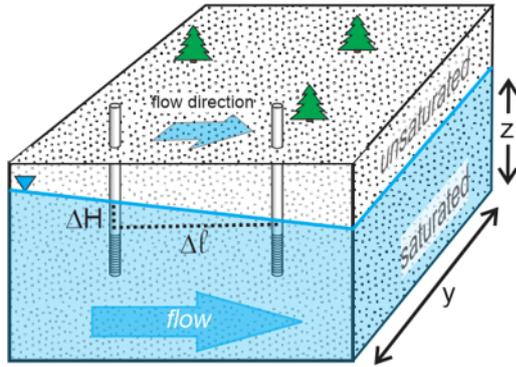
De los métodos de pozo único, se espera que los métodos de instrumento dedicados (sondas que no se espera que sean recuperadas del pozo y reutilizadas en otros lugares) sean los más confiables porque están sujetos a menos fuentes de sesgo, como paquetes de filtros y pantallas de pozos. A pesar de esta ventaja, su dependencia del buen contacto entre el instrumento y los sedimentos del acuífero restringe su uso a acuíferos no cohesivos (con componentes generalmente altos de arena o grava fina) y métodos cuidadosamente ejecutados de emplazamiento. A medida que aumenta la complejidad geológica, se puede acceder más confiablemente a un acuífero con un pozo y se pueden preferir los métodos In-well.

A escalas de decenas o cientos de metros, se espera que los enfoques basados en la Ley de Darcy ganen utilidad y rentabilidad. Al igual que con los métodos de pozo único, los problemas a mayor escala requieren un mayor número de puntos de monitoreo, es decir, pozos o piezómetros, para garantizar que la variabilidad del acuífero se represente en el conjunto de datos final. Sin embargo, en estudios a escala regional, los pozos pueden colocarse a kilómetros de distancia. Los grandes-espaciados entre pozos tienden a reducir la variabilidad aparente en el flujo, lo que puede ser apropiado si una imagen a gran escala de los patrones de flujo es el objetivo. Si promediar los patrones de flujo se considera preocupante — a cualquier escala — entonces los métodos de pozo único podrían proporcionar datos que son complementarios a los métodos de Darcy, especialmente para los casos en que las escalas pequeñas e intermedias de investigación son de interés.

2 La Ley De Darcy Como Base Para Medir La Velocidad De Las Aguas Subterráneas

La Ley de Darcy es una relación bastante simple entre la tasa de descarga de aguas subterráneas (volumen por tiempo) a través de un área específica de un acuífero ($A = yz$ en la **Figura 3**, medida perpendicular a la dirección del flujo) a cantidades que se pueden medir fácilmente, es decir, conductividad hidráulica (K) y el gradiente hidráulico (denotado por i , y calculado como la diferencia de cabeza entre dos ubicaciones, ΔH , dividido por la distancia entre las ubicaciones, Δl , $i = \Delta H / \Delta l$ en la **Figura 3**). El volumen por tiempo, Q , es el producto de K i A o (KiA). La Ley de Darcy se aplica comúnmente a varias escalas, con información útil resultante. Sin embargo, hay que tener en cuenta que, al utilizar la Ley de Darcy de esta manera, el hidrogeólogo está tratando un acuífero como un medio poroso simple y homogéneo sobre la escala que se está probando. Como se describe a continuación, y a lo largo de este libro, los acuíferos no son simples ni homogéneos, y cualquier medición hecha para caracterizarlos probablemente variará con la escala de prueba empleada. Con esta salvedad entendida, la Ley de Darcy es digna de un análisis más profundo, ya que ha sido un fundamento de la hidrogeología durante más de un siglo y sigue estando en el centro de métodos tanto de campo como de modelamiento para la caracterización, el desarrollo y la remediación de acuíferos.

La cantidad, K , es una medida de la capacidad del acuífero para conducir el flujo de agua y se puede obtener de una variedad de pruebas de campo o laboratorio. Las pruebas de campo realizadas *in situ* generalmente se consideran para producir los valores más representativos de K . Los detalles de estas pruebas se pueden encontrar en otras publicaciones. A los efectos de esta discusión, basta con reconocer que los valores de K obtenidos de cualquier prueba pueden variar espacialmente, dependiendo de la escala de la prueba, que puede variar desde la escala del submetro hasta decenas de metros - (Butler y Healy, 1998). Además, en acuíferos en los que ocurren procesos activos químicos o microbiológicos, K también puede variar localmente en el tiempo (Schillig et al., 2011). Por estas razones, K es difícil de fijar en la caracterización de un acuífero y se acredita comúnmente como la mayor fuente de error en los cálculos de la Ley de Darcy (Bright et al., 2002).



$$Q = -KA \frac{\Delta H}{\Delta \ell} \quad (1) \quad \text{Total discharge}$$

$$q = -K \frac{\Delta H}{\Delta \ell} \quad (2) \quad \text{Specific discharge (Darcy flux)}$$

$$v = -\frac{K}{n_e} \frac{\Delta H}{\Delta \ell} \quad (3) \quad \text{Seepage velocity (average linear velocity)}$$

$Q = \text{total discharge (L}^3\text{T}^{-1}\text{)}, \quad q = \text{specific discharge (LT}^{-1}\text{)},$

$K = \text{hydraulic conductivity (LT}^{-1}\text{)}, \quad A = \text{cross - sectional area (L}^2\text{)},$

$\ell = \text{distance in direction of flow (L)}, \quad H = \text{hydraulic head (L)},$

$n_e (= \text{effective porosity dimensionless})$

Figura 3 - Esquema de un acuífero en el que las aguas subterráneas fluyen de izquierda a derecha. La Ley de Darcy (1) relaciona la descarga total a través del área transversal, $A = yz$, con la conductividad hidráulica (K) y el gradiente hidráulico ($i = \Delta H / \Delta \ell$, que por convención es un número negativo en dirección del flujo). El signo negativo en la Ley de Darcy está presente para cancelar el signo negativo en el gradiente, permitiendo que Q sea un valor positivo. También se muestran variaciones de La ley de Darcy para el cálculo del flujo Darcy, q (también conocido como descarga específica) y la velocidad de infiltración, v (también conocida como velocidad lineal promedio). El valor ' n_e ' se refiere a la porosidad efectiva, definida en el texto.

El gradiente hidráulico, i , generalmente se considera una cantidad más confiablemente medible que K , pero a veces también está sujeto a altos niveles de incertidumbre (Devlin y McElwee, 2007). El gradiente hidráulico entre dos ubicaciones se obtiene dividiendo la diferencia en la cabeza hidráulica en las dos ubicaciones por la distancia entre ellas (la cabeza hidráulica se expresa como una elevación del nivel del agua medida desde una elevación de referencia común). Dada la práctica aceptada de atribuir errores en los cálculos de flujo principalmente al conocimiento inadecuado de K , el error en los valores del gradiente hidráulico puede pasarse por alto. Errores notables en i pueden surgir de una variedad de causas, incluyendo a) mediciones de los niveles de agua en pozos estrechamente espaciados con cabezas hidráulicas casi idénticas, b) mediciones en sedimentos altamente permeables, de nuevo con pequeñas diferencias en la cabeza hidráulica, c) mediciones en pozos con diferentes longitudes de pantalla que pueden intersectar unidades geológicas en mala conexión hidráulica, d) mediciones en pozos que no están conectados hidráulicamente entre sí debido a barreras geológicas o pantallas de pozos obstruidos, e) mediciones en pozos que intersectan zonas que contienen aguas de diferente densidad (tal vez debido a diferentes cantidades de sólidos disueltos), como podría ocurrir en sistemas de aguas subterráneas profundas o cerca de costas donde el agua de mar se intrusa en acuíferos (Post y Asmuth, 2013).

La ecuación de Darcy se refiere al volumen de agua que pasa a través de un área especificada en un tiempo dado, es decir, una descarga. No hace ninguna declaración directa sobre la velocidad a la que el agua se mueve a través de esa zona, sólo el volumen por tiempo. Aunque a veces la gente habla de un flujo Darcy, q , que es el producto de la conductividad hidráulica y el gradiente (Ki) (nota: esta cantidad también se conoce como la descarga específica porque también se puede calcular dividiendo la tasa de descarga por la zona por la que fluye el agua) y tiene unidades de distancia por tiempo, esta cantidad no es la misma que la velocidad de filtración de una porción de agua que se mediría en distancia lineal por tiempo en un mapa. La distinción al principio podría parecer perdida en la sutileza. La diferencia se puede visualizar fácilmente en el caso de la descarga de agua de una manguera de jardín común, mantenida en una actitud horizontal (**Figura 4a**). Si la salida de la manguera no está estructurada, el agua se transmitirá a lo que podría percibirse como una velocidad normal: el chorro se mueve una distancia horizontal de sólo unos pocos centímetros de la salida antes de caer en un cubo de 4 litros, por ejemplo, que se llena en un minuto.

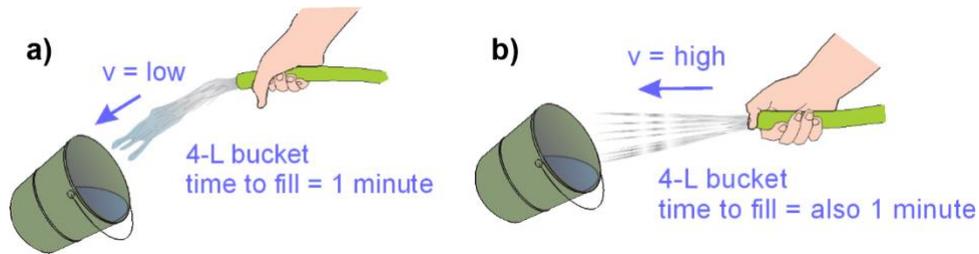


Figura 4 - Flujo de agua de una manguera. a) El flujo de Darcy es la velocidad (metros por minuto) de agua que fluye desde una manguera sin obstrucciones. b) La velocidad de filtración es la velocidad del agua que fluye desde una manguera con un área transversal obstruida. La descarga (litros por minuto) es la misma en ambos ejemplos.

Ahora considere la misma manguera, con el mismo caudal de cuatro litros por minuto (descarga), pero con un pulgar obstruyendo parcialmente la salida (**Figura 4b**). El pulgar hace que la corriente de agua salga de la manguera en un chorro de agua que puede viajar horizontalmente varios metros antes de caer al suelo. La velocidad del agua en estos dos escenarios es notablemente diferente, siendo la primera más lenta y la segunda más rápida, a pesar de que todavía llena el cubo en un minuto. Por lo tanto, la velocidad de descarga es la misma en ambos escenarios. Dado que el área de la manguera perpendicular al flujo es inmutable, la descarga específica también es la misma en los dos escenarios. La ecuación de Darcy se refiere a la estimación de la descarga o el flujo de Darcy (descarga específica); la velocidad sólo se puede obtener si, como en el ejemplo de la manguera, se considera la obstrucción presentada por el pulgar, es decir, la fracción del área de la manguera abierta al flujo.

En este ejemplo, el pulgar no reduce el caudal de agua de la manguera. La velocidad del agua aumenta porque el área disponible para el flujo desde la salida de la manguera se reduce. En consecuencia, la presión se acumula detrás del pulgar y conduce el chorro de agua resultante. En un acuífero, la obstrucción al flujo no resulta de un pulgar, sino de la matriz sólida del acuífero, generalmente granos de sedimentos o roca, que contiene espacios de poros entre los granos, análogos a tubos de diámetro variable. Los "tubos", o poros, están disponibles para el flujo de agua, es decir, son el espacio no bloqueado por el pulgar en el ejemplo de manguera. La relación entre el espacio abierto y el espacio total en un volumen de acuífero se denomina porosidad, n . Para un caudal especificado, cuanto menor sea la porosidad, mayor deberá ser la contrapresión (es decir, cabeza de presión superior) para mantener ese flujo, y más rápido deberá moverse el agua a través del acuífero. En materiales porosos, algunos poros están sin salida o no están conectados a los otros poros y no participan en el flujo. Sólo los poros conectados que contienen agua que fluye se tienen en cuenta al calcular la velocidad de la filtración. La porosidad basada en estas aberturas es, por lo tanto, inferior a n , y se llama porosidad efectiva, n_e . La ecuación revisada para la velocidad de filtración se convierte en: $v = Ki/n_e = q/n_e$. La dirección del movimiento del agua se obtiene del término de gradiente hidráulico en la Ley de Darcy;

como primera aproximación, el agua fluye en la dirección dada por el descenso más pronunciado de la cabeza hidráulica.

La discusión anterior sobre la velocidad de las aguas subterráneas es la base de la mayoría de las estimaciones en terreno de v y es una práctica hidrogeológica común. Como método de caracterización de acuíferos de primer paso y de bajo costo, el método ha demostrado ser muy eficaz. Sin embargo, este enfoque simplificado asume implícitamente un acuífero homogéneo (K es el mismo en todas partes) e isotrópico (K es el mismo sin importar la dirección en la que el agua se mueva a través del material, esencial para la suposición de que el agua fluye en la dirección del descenso más pronunciado de la cabeza hidráulica), así como las mediciones de campo que no están sujetas a sesgos relacionados con la escala. Cuando existen heterogeneidades significativas que pueden canalizar el flujo, o cuando las actividades de corrección *in situ* requieren un mejor conocimiento del comportamiento del flujo a pequeña escala, puede ser necesaria una mayor fidelidad de la que puede proporcionar actualmente un enfoque de Darcy basado en el campo. Varios temas específicos que pueden exigir mayores niveles de caracterización de velocidad que los cálculos de la Ley de Darcy normalmente se discuten en la sección "La importancia de conocer la velocidad de las aguas subterráneas" más adelante en este libro. La búsqueda de una alternativa fiable o -más confiables, tecnologías complementarias- ha producido algunas perspectivas prometedoras, y todavía está en marcha. Entre las cuestiones que deben resolverse antes de que estas alternativas puedan obtener una amplia aceptación se encuentran 1) costos de medición razonablemente bajos, 2) niveles de capacitación para llevar a cabo las mediciones que no excedan en gran medida las obtenidas actualmente por hidrogeólogos de nivel universitario, 3) una escala de medición que tenga sentido teórico y práctico, y 4) sustentando todo lo anterior debe haber una comprensión clara de lo que representa la velocidad física estimada, de lo contrario las interpretaciones de los datos podrían ser erróneas. Esta lista de deseos puede parecer muy lejana en la actualidad. Sin embargo, sigue impulsando la innovación.

3 Métodos Alternativos Para Medir la Velocidad del Agua Subterránea

La Ley de Darcy proporciona una base fiable y conveniente para determinar el flujo de aguas subterráneas, la descarga específica (o flujo de Darcy) y las velocidades de infiltración (en adelante, simplemente 'velocidad'). Sin embargo, en respuesta a las complejidades descritas anteriormente, hay buenas razones para desarrollar métodos alternativos para medir el flujo y la velocidad. Determinar las velocidades de las aguas subterráneas sin hacer referencia a la Ley de Darcy es el objetivo de los llamados métodos de medición directa de velocidad. De hecho, actualmente no hay métodos disponibles que sean capaces de medir *realmente* el flujo de aguas subterráneas en toda la gama de caudales que podrían presentarse. Los enfoques más versátiles y ventajosos utilizan la detección de trazadores para inferir las tasas de movimiento de aguas subterráneas. Los trazadores son sustancias que se disuelven fácilmente en aguas subterráneas y que se transportan sin interferencias de procesos químicos o biológicos que podrían transformarlas, o eliminarlas temporalmente de la corriente de agua (sorpción). Algunos ejemplos son productos químicos como cloruro (Cl), bromuro (Br), tritio (^3H), colorantes fluorescentes, compuestos freónicos (clorofluorocarbonos) y agua a veces calentada (Davis et al., 1980). Las técnicas varían principalmente en 3 detalles: 1) la elección del trazador; 2) el método de detección; y 3) los medios de acceso a las aguas subterráneas, es decir, a través de un pozo o a través del contacto directo con el material del acuífero. Antes de utilizar un trazador de aguas subterráneas, es importante considerar el impacto potencial en la calidad de las aguas subterráneas y obtener permiso de las agencias de supervisión de aguas subterráneas, si corresponde. En las secciones siguientes se explican las técnicas disponibles para diversas escalas de medición, incluidas las técnicas entre pozos, técnicas de un pozo y técnicas que requieren un contacto directo con el acuífero.

3.1 Prueba de Trazadores Entre Pozos

Una vez que se elige el enfoque del trazador para investigar la velocidad y la dirección del flujo de aguas subterráneas, todavía es necesario tomar decisiones adicionales. Entre los primeros está cómo se introducirá el trazador en el sistema de flujo. Dependiendo de las preguntas específicas que se hacen, los trazadores podrían ser desplegados en la superficie, tal vez para examinar las tasas de infiltración o recarga, en sumideros para determinar el flujo de aguas subterráneas en acuíferos kársticos, o en el lecho de lagos y arroyos para documentar las interacciones de agua subterránea. Probablemente es seguro decir que los pozos son los dispositivos más comunes utilizados para investigar los sistemas de flujo en acuíferos en parte porque proporcionan conductos fácilmente disponibles para las inyecciones de trazador. Los pozos de monitoreo son

omnipresentes en los sitios sometidos a investigaciones hidrogeológicas, ya que se utilizan para obtener datos de nivel de agua que respaldan los cálculos de la Ley de Darcy. Un pozo de monitoreo generalmente consiste en una sección de carcasa sólida (una tubería con paredes sin perforar) y una pantalla (tubería con paredes perforadas o ranuradas). Las piezas se ensamblan y colocan en un agujero con la parte proyectada en la parte inferior (Figura 5).

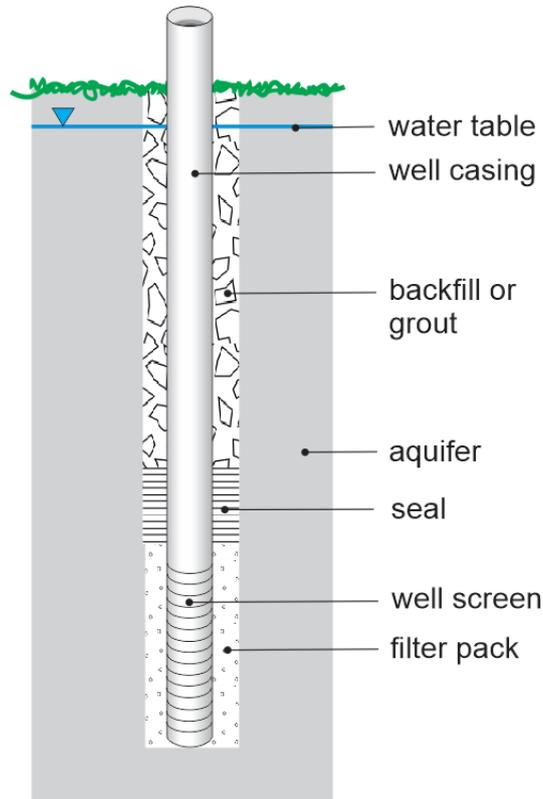


Figura 5 - Esquema de un pozo de monitorización típico (Bedient et al., 1994).

Los pozos de monitoreo se terminan comúnmente llenando el espacio anular (el espacio entre la tubería y las paredes de la perforación) con material permeable alrededor de la pantalla (paquete de filtro), y ya sea material de relleno o lechada en el agujero por encima de la pantalla. En algunos casos, el paquete de filtros se separa del material de llenado del anillo superior por un sello de bentonita (arcilla) o cemento para evitar que los contaminantes entren por la porción ranurada del pozo a través de la perforación. Los pozos se pueden diseñar para 'ver' partes específicas de un acuífero adaptando la profundidad de instalación y la longitud de la pantalla a la zona de interés. Las pantallas varían en longitud de menos de un metro de largo a casi toda la profundidad del pozo. Los pozos son una parte integral de las investigaciones de sitios contaminados, por lo que son herramientas obvias para su uso en estudios de trazadores. Tal vez el diseño experimental más simple que involucra trazadores y pozos es la inyección de un trazador en un pozo aguas arriba, y la supervisión de los pozos aguas abajo para la posterior aparición del

trazador (Clement et al., 1997) como se muestra en la **Figura 6**. Tales experimentos se denominan pruebas de trazador entre pozos, o a veces pruebas de trazador de gradiente natural cuando se permite que el movimiento de aguas subterráneas se produzca en condiciones naturales (es decir, sin bombeo).

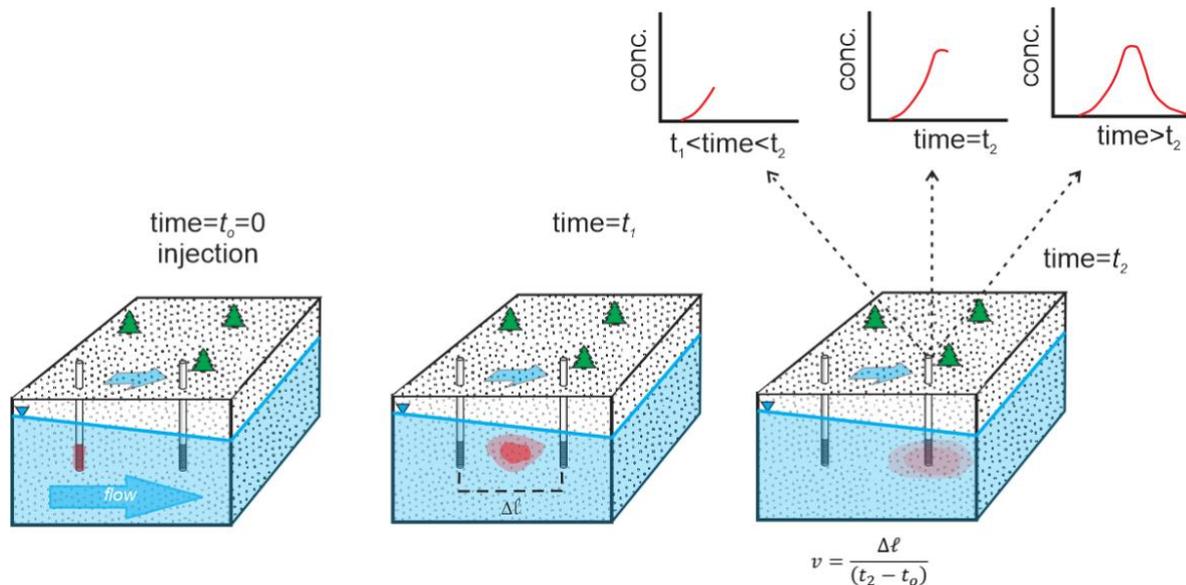


Figura 6 - Conceptualización idealizada de una prueba de trazador entre pozos. Se inyecta un trazador (rojo) en el tiempo cero, es decir, $t = t_0$, donde $t_0 = 0$, y se detecta en un pozo aguas abajo en un momento posterior (t_2). Si se introduce un trazador como pulso, la velocidad media de las aguas subterráneas se encuentra tomando el tiempo de llegada del medio del pulso (es decir, el centro de masa, que idealmente coincide estrechamente con la concentración más alta detectada) en el pozo de monitoreo. La llegada del pulso al pozo de monitoreo gradiente abajo comienza en un tiempo entre t_1 y t_2 . El pozo gradiente abajo puede o no ser bombeado. El centro de masa del pulso llega a la hora t_2 . Toda la curva de llegada del pulso se registra en algún momento después de t_2 , como se muestra en las curvas de avance anteriores. Idealmente, la velocidad de la filtración se puede calcular utilizando el tiempo t_2 (ver ecuación).

La simplicidad de las pruebas de trazador entre pozos se ve contrapesa por varios problemas relacionados con la complejidad real de los acuíferos. En primer lugar, para garantizar que el trazador no se vea influenciado por flujos impulsado por densidad o se vea retenido por entidades geológicas a pequeña escala (estratos, lentes), deben establecerse grandes volúmenes de fuentes diluidas en el acuífero; estos pueden no ser simples y baratos de diseñar o crear. En segundo lugar, es probable que se requieran más de dos pozos en espacios cercanos, lo que hace que estas pruebas sean potencialmente costosas. En tercer lugar, si el sistema de flujo aún no se entiende razonablemente bien, el trazador puede ser llevado a lo largo de un camino que pierde incluso una red de pozos estrechamente espaciada — por ejemplo, siguiendo un camino debajo de los pozos debido a un flujo vertical descendente imprevisto, como se ilustra para el derrame representado en la **Figura 7**, o al romperse en plumas desconectadas (Sudicky y Cherry, 1979). Por último, el tiempo necesario para que un trazador se mueva a través de la red de pozos puede ser de muchos días. En casos extremos, pueden ser necesarios muchos meses para que una prueba se ejecute hasta completarse. A lo largo de este tiempo, se requiere

muestreo y análisis de agua para identificar correctamente el centro de masa o hora pico de llegada. Cumplir este requisito también puede ser costoso, aunque los recientes desarrollos *in situ* de sensores prometen minimizar estos gastos en el futuro mediante la automatización de la tarea de monitoreo del trazador. A pesar de todo, el tiempo desde el inicio de una prueba hasta su finalización puede ser bastante largo, retrasando las decisiones que podrían evitar el riesgo.

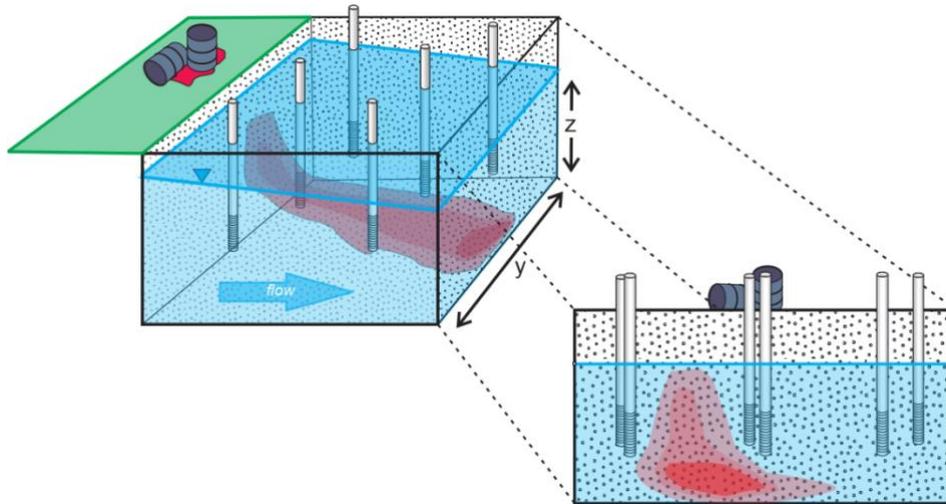


Figura 7 - La ilustración muestra una red de monitoreo multi-pozo que no intersecciona una pluma debido a un espaciado inadecuado del pozo y una pluma que se hunde. Este escenario podría aplicarse a un derrame, como se ilustra, o pruebas de trazador destinadas a caracterizar el acuífero y fallar.

3.2 Técnicas en Pozos Individuales

Las pruebas realizadas en pozos individuales tienden a evaluar una escala espacial mucho menor que las pruebas entre pozos, lo que presenta ventajas y dificultades. Una ventaja de las pruebas de un solo pozo es que ofrecen la posibilidad de cuantificar el rango completo de caudales de subsuelo en lugares importantes (**Figura 8**). Además, son más rápidos y menos costosos de realizar que las pruebas de trazador entre pozos. Por esta razón, han recibido atención a lo largo de los años. Sin embargo, las escalas espaciales más pequeñas que muestrean -que no siempre se conocen con alta precisión- significa que en la mayoría de los casos serán necesarias varias pruebas en más de una ubicación de pozo para definir o validar razonablemente un sistema de flujo. Afortunadamente, si un sitio ya está instrumentado con varios pozos, este requisito puede no agregar una gran cantidad de costo a un estudio de caracterización.

De acuerdo con las consideraciones anteriores, los métodos de medición de velocidad directa más conocidos se llevan a cabo con equipos desplegados en pozos, una estrategia que tiene la ventaja de la conveniencia; pero tiene el inconveniente de una fuerte posibilidad de sesgos de medición causados por los pozos, las pantallas de los pozos y los

paquetes de filtros. Las distorsiones de flujo derivadas de estas entidades pueden estimarse en cierta medida de antemano y considerarse durante la etapa de análisis de datos. Sin embargo, estos cálculos suponen geometrías idealizadas, pantallas de pozo totalmente abiertas y paquetes de filtros homogéneos, que rara vez se realizan en aplicaciones de campo.

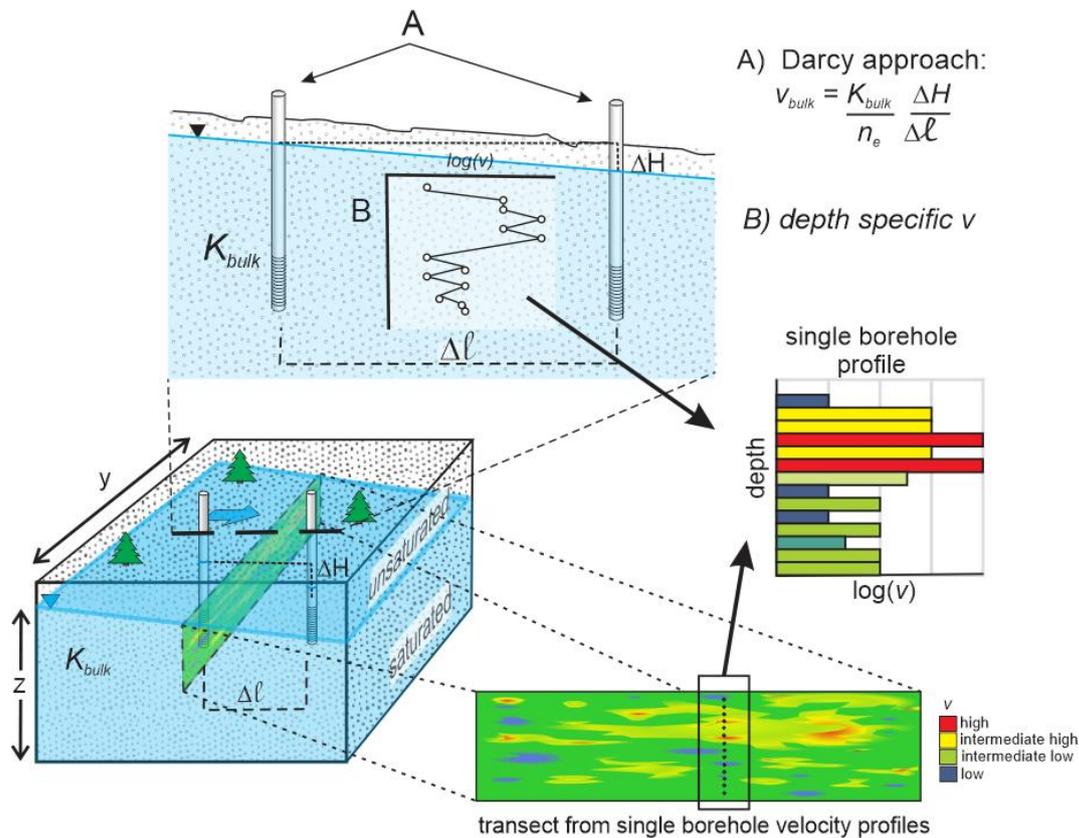


Figura 8 - Comparación de la información de velocidad local derivada del cálculo de Darcy y de mediciones de velocidad específicas de profundidad. El enfoque de Darcy generalmente no puede medir gradientes hidráulicos a pequeña escala y, por lo tanto, produce un valor de velocidad que describe de manera global el dominio. Varios métodos de pozo único son capaces de producir perfiles verticales de mediciones de velocidad in situ. Anteriormente, este tipo de detalle sólo era posible de análisis de tamaño de grano o pruebas de permeámetros de testigos, y cálculos que se basaban en las estimaciones subsiguientes e inciertas de K . Perfiles como estos se pueden combinar desde múltiples ubicaciones para construir transectos, como se muestra arriba (solo se muestra un perfil, para mayor claridad de ilustración). Nota: en una investigación real, la v presentada en el transecto sería cuantitativa, en lugar de los descriptores cualitativos de la leyenda.

La presencia de instrumentos dentro de un pozo, que en algunos casos puede restringir el flujo a través del pozo, también puede invalidar cálculos y calibraciones que no los incluyen. El flujo vertical en un pozo, o flujo inducido por densidad, que se manifiesta con más fuerza en un pozo abierto que en un medio poroso, también puede crear interrupciones que confunden la detección precisa de la velocidad y la dirección de las aguas subterráneas de los pozos.

3.2.1 Métodos de Punto de Dilución

El más conocido de los métodos de medición de velocidad de aguas subterráneas en pozos es posiblemente la técnica de dilución, también conocido como el método de dilución puntual. Una medición se lleva a cabo en una sección de un pozo que está aislado con packers como se muestra en la **Figura 8a**, con un trazador. Se realiza un seguimiento de la concentración del trazador a lo largo del tiempo a medida que el agua fluye a través del pozo reemplazando la solución del trazador. La tasa de pérdida del trazador es proporcional a la velocidad ambiental de las aguas subterráneas, como se ilustra en la **Figura 9** (Drost et al., 1968). Una práctica común es utilizar trazadores salinos (por ejemplo, sales de $Cl^- Br^-$) pero los efectos de la densidad de la solución en el flujo desde el pozo pueden ser problemáticos. Una respuesta viable a este problema es utilizar isótopos radiactivos o colorantes fluorescentes (si son permitidos por los organismos de supervisión de aguas subterráneas), ya que estas sustancias pueden introducirse y detectarse a concentraciones extremadamente bajas, sin ejercer ningún efecto práctico sobre el flujo relacionado con la densidad de la solución.

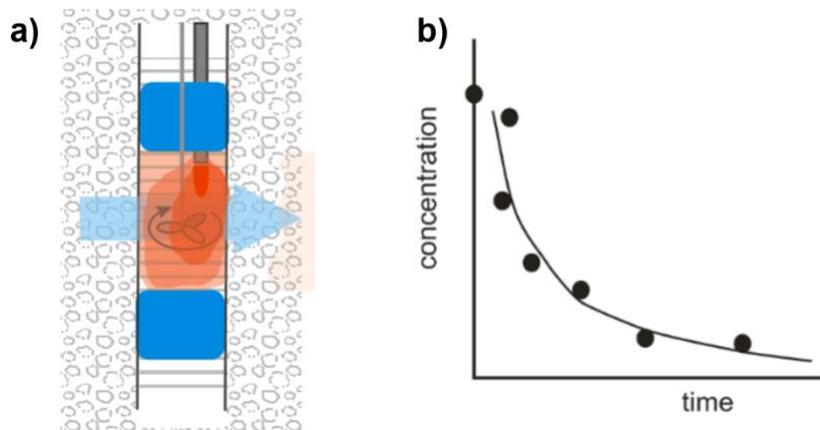


Figura 9 - a) Esquema del método de dilución en pozo. Los packers (azul) aíslan una sección del pozo mientras que un trazador (rojo) se mezcla (flecha negra) con agua subterránea en el intervalo de prueba. b) Si la mezcla se mantiene continuamente, la concentración del trazador en el intervalo de prueba disminuye exponencialmente a medida que las aguas subterráneas pasan a través del pozo (ver gráfico).

Una variación en la técnica de dilución puntual, llamada método de dilución puntual de volumen finito (FVPD), implica la adición continua de trazador al pozo mientras que el agua se recircula para lograr la mezcla en el pozo, como se muestra en la **Figura 10** (Brouyere et al., 2008).

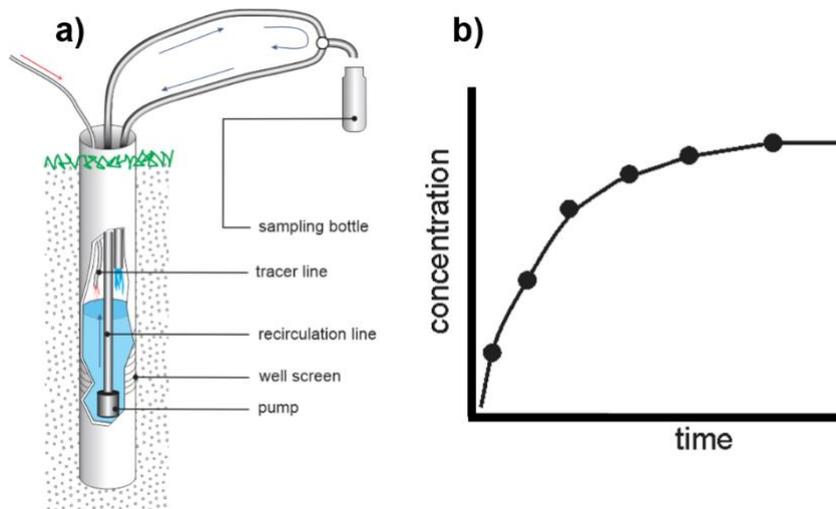


Figura 10 - a) Esquema de la técnica de dilución puntual de volumen finito. b) Si la mezcla y la inyección del trazador son continuas, la concentración del trazador se eleva a una meseta con el tiempo.

La concentración de estado estacionario del trazador que se desarrolla en el pozo es una función del caudal que entra en el pozo desde el acuífero, siempre que la tasa de inyección del trazador sea baja en comparación con el caudal de las aguas subterráneas a través del pozo. Si la concentración del trazador en el pozo al principio de una prueba FVPD es cero, entonces la concentración del trazador aumenta en el pozo con el tiempo a un valor final de la meseta. El caudal se puede calcular a partir de la parte ascendente de la curva, la meseta o ambos. Del mismo modo, se puede realizar un análisis para determinar los caudales de las aguas subterráneas en función de la curva descendente de una prueba posterior de lavado del pozo.

3.2.2 Flujo de calor de pulso (HPF)

Un trazador que ofrece varias ventajas para la medición de velocidad de aguas subterráneas es el calor. El calor es fácil de introducir en el subsuelo y se puede detectar, a través de mediciones de temperatura, con gran precisión y exactitud. Desafortunadamente, el calor también trae consigo algunos desafíos serios. Por ejemplo, la densidad de una solución es sensible a su temperatura, por lo que los caudales medidos pueden ser sesgados calentando las aguas subterráneas. Además, el calor se transporta tanto en sólidos (difusivamente) como en agua (advectiva y difusivamente). La velocidad de transporte en los sólidos depende de las conductividades térmicas de los sólidos. Estos coeficientes generalmente se asumen uniformes y constantes en el pozo y la formación, lo que puede introducir errores en algunos casos. Un instrumento que utiliza calor para medir la velocidad de las aguas subterráneas se introdujo a mediados de la década de 1980 y se conoce comúnmente como el caudalímetro de pulso de calor (HPF), o Geoflo® (Kerfoot y Massard, 1985). El dispositivo funciona calentando agua en el centro del dispositivo, normalmente desplegado en la zona ranurada de un pozo, y luego permitiendo que el flujo lleve el agua caliente más allá de una matriz circundante de termistores. La velocidad a la que se mueve

el agua subterránea a través del sistema se calcula a partir de la hora de llegada del trazador en los detectores, y la dirección del flujo se determina sobre la base de la cual los detectores responden (**Figura 11**).

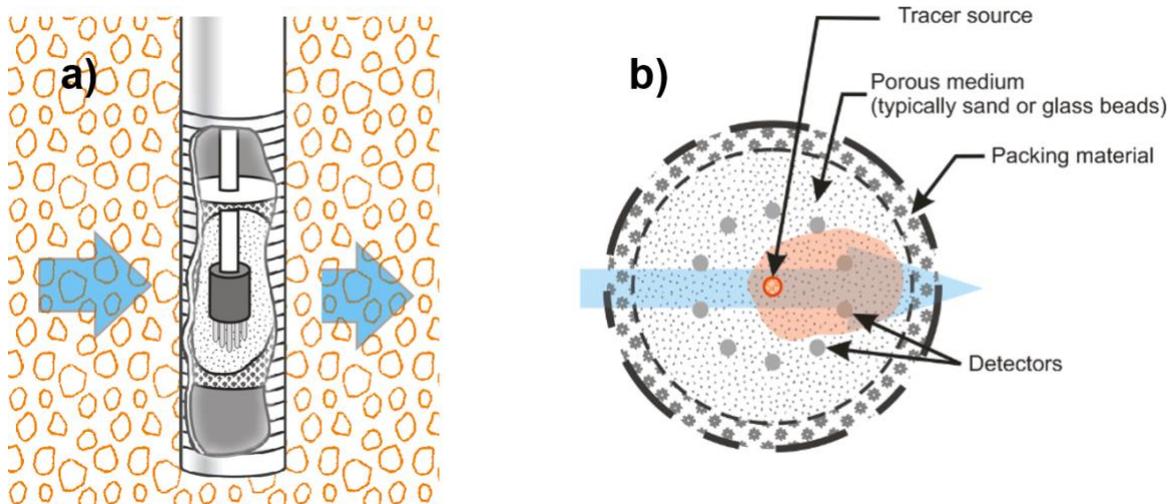


Figura 11 - Esquemas del flujómetro de pulso de calor. a) Representación del instrumento en un medio poroso dentro del pozo. La carcasa que contiene la sonda está cubierta con un material poroso que sella el espacio anular entre el interior de la pantalla y la carcasa de la sonda. b) Vista de planta de las relaciones espaciales entre el punto de liberación del trazador (centro) y los detectores circundantes. El flujo se indica mediante flechas azules. El pulso del trazador está indicado en tonos de rojo.

El HPF fue una tecnología temprana para la medición directa de la velocidad a pequeña escala (~10 cm) y esto puede, en parte, explicar un registro mixto de éxito. Los profesionales acostumbrados a los sistemas de flujo definidos por los estudios de nivel de agua podrían cuestionar comprensiblemente la validez de un método que detecta altos niveles de variabilidad que son invisibles para el enfoque de Darcy de estimar la velocidad. De hecho, las limitaciones de los instrumentos pueden haber sido la fuente de algunos de estos errores. Por ejemplo, a veces se ha encontrado que las direcciones de flujo son autocontradictorias (es decir, las respuestas del termistor tanto aguas arriba como aguas abajo simultáneamente en el mismo pozo) con estas sondas, por razones que no se entienden.

3.2.3 Sonda de velocidad puntual en pozo (IWPVP)

Otro dispositivo que funciona mediante el seguimiento de un trazador liberado en el centro de una sonda *flowthrough* es la sonda de velocidad puntual en pozo (IWPVP) como se muestra en la **Figura 12a** (Osorno et al., 2018).

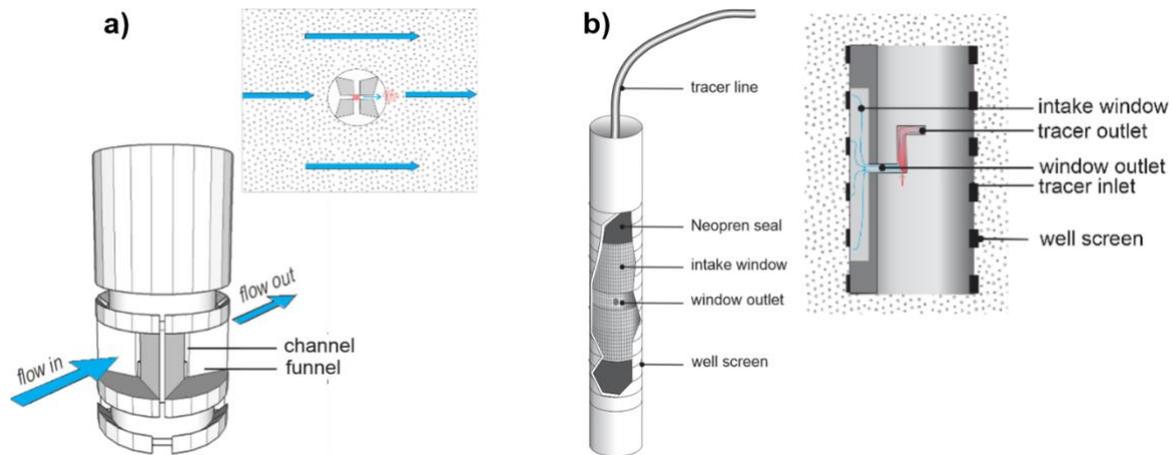


Figura 12 - a) Sonda de velocidad puntual en pozo. Este dispositivo se coloca en la parte ranurada de un pozo donde el agua que entra en el pozo se dirige a través de uno o dos canales aguas arriba. El agua sale de la sonda a través de los canales aguas abajo donde se detecta un trazador, introducido en el centro de la sonda. Se muestra una sección transversal horizontal para ilustrar la ruta del trazador desde el centro de la sonda (el punto de liberación) a través de un canal de salida, hasta el acuífero. b) Herramienta de medición de velocidad directa. El agua se recoge en la ventana y sale a través del tubo de salida. Se añade trazador a la corriente de agua en el tubo y se diluye por la corriente. El trazador diluido se detecta cuando el agua sale del tubo. Se muestra una sección transversal vertical que ilustra el camino del agua que entra en la ventana colectora y su dirección a través del tubo de introducción del trazador.

Este instrumento difiere del HPF al restringir la ruta de flujo fuera de la sonda a cuatro canales con detectores. Esta restricción simplifica la interpretación de los datos al reducir el número de señales de detección que deben analizarse. El dispositivo realiza mediciones individuales de velocidad a escala de centímetros, pero se puede reubicar en una pantalla de pozo para obtener perfiles de velocidad con profundidad. También se puede fabricar de forma multinivel, lo que puede reducir el número de veces que es necesario reubicarlo para obtener perfiles de velocidad. El dispositivo se basa actualmente en trazadores detectados con detectores de conductividad eléctrica, pero el diseño también podría soportar calor u otros trazadores.

3.2.4 Herramienta de velocidad directa (DVT)

La Herramienta de Velocidad Directa (DVT) también opera sobre el principio de capturar aguas subterráneas con un pozo, dirigiéndola a través de un instrumento donde se agrega un trazador y luego se detecta a medida que sale del dispositivo como se muestra en la **Figura 12b** (Essouayed et al., 2019). El DVT también utiliza trazadores salinos, que detecta con sensores de conductividad eléctrica. Sin embargo, el diseño difiere del IWPVP de dos maneras principales: en primer lugar, el agua se recoge de una sola porción fija de la pantalla del pozo — que requiere un conocimiento avanzado de la dirección de flujo, o el reposicionamiento del dispositivo en el pozo para encontrar la dirección del flujo — y, en segundo lugar, el trazador se agrega continuamente a la corriente de agua subterránea durante las pruebas; el IWPVP introduce el trazador como un pulso de bajo volumen. El DVT estima la velocidad a partir del grado de dilución del trazador en la corriente de aguas subterráneas en lugar de cronometrar la llegada de un pulso de trazador.

3.2.5 Medidor de flujo pasivo (PFM)

Otros dispositivos en pozo para medir la velocidad de las aguas subterráneas incluyen el medidor de flujo pasivo (PFM), que mide el agua o los flujos de soluto cuantificando la elución (es decir, disolución y transporte fuera del instrumento) o la recolección de trazadores y contaminantes en materiales sorptivos colocados en un pozo (Hatfield et al., 2004). El método PFM devuelve valores de flujo de Darcy en lugar de velocidades de filtración, por lo que es complementario a otros métodos de medición de velocidad directa. El PFM ha sido adaptado para diversos entornos hidrológicos, incluyendo pozos de roca fracturados, ajustes de zonas hiporréicas e interfaces de agua superficial y subterránea.

3.2.6 Borescopio Coloidal

El borescopio coloidal es un instrumento de pozo que comprende una fuente de luz y una cámara montada a unos 0,25 m de distancia. La luz ilumina los sólidos coloidales suspendidos en aguas subterráneas que pasan a través del pozo, y la cámara graba el movimiento. El software rastrea las partículas coloidales individuales y se determina entonces la distribución estadística de velocidades de los coloides en el pozo (Kearl y Roemer, 1998). La velocidad predominante se toma como indicativo de la velocidad de filtración a través de factores de corrección. En principio, el instrumento es útil para velocidades en el rango de centímetros por día a varios metros por día. Sin embargo, en algunos casos, particularmente aquellos que involucran entornos de bajo flujo, se ha observado que el movimiento de coloides en el pozo no se estabiliza sobre una velocidad clara, predominante. Por lo tanto, la tecnología puede ganar eficacia ya que las velocidades de filtración tienden a los valores más altos característicos de las aguas subterráneas.

3.3 Técnicas que involucran Contacto Directo con Material del Acuífero

Para evitar los problemas asociados con pozos, paquetes de filtros y pantallas de pozos, se desarrollaron técnicas que permiten que los sensores estén en contacto directo con la matriz del acuífero. Dos de los tipos de sondas de contacto directo *in-situ* que han recibido atención sobre la fortaleza de sus rendimientos en las pruebas de campo son el sensor de flujo permeable in situ (ISPFs), posteriormente rebautizado como sensores de velocidad de aguas subterráneas Hidrotechnics™ y la sonda de velocidad puntual (PVP) como se muestra en las **Figura 13a** y **b**.

3.3.1 Sensor de flujo permeable in situ (ISPFs)

El ISPFs consiste en un cilindro de casi un metro de largo con una superficie que se calienta uniformemente y se monitorea para temperatura con una densa red de sensores como se muestra en la **Figura 13a** (Ballard, 1996). El instrumento se instala en pozos dedicados establecidos en medios porosos no consolidados y no cohesivos. Los sedimentos

perturbados colapsan contra la sonda sin dejar canales abiertos para el flujo en el espacio anular del pozo. Las aguas subterráneas fluyen hacia y contra la sonda, enfriando el lado de mayor carga hidráulica en comparación con el lado de menor carga hidráulica. Los patrones de temperatura en la superficie general están entonces relacionados matemáticamente con la velocidad de las aguas subterráneas (es decir, velocidad y dirección). En la práctica, la sofisticación y el costo asociado del instrumento restringen su uso a proyectos grandes y bien financiados. La longitud de la sonda limita su capacidad para discernir características hidrogeológicas y de plumas finas, y es más adecuado para su uso en acuíferos o estratos relativamente gruesos y homogéneos. Dado que la sonda utiliza calor como trazador, es sensible al flujo de densidad y a las variaciones en la conductividad térmica en la formación circundante. La tecnología se ha asociado con detecciones falsas de flujo vertical, especialmente cuando se instala con un paquete de filtros o cuando se instala a través de interfaces de sedimentos con diferentes conductividades térmicas (Ballard et al., 1996; Su et al., 2006).

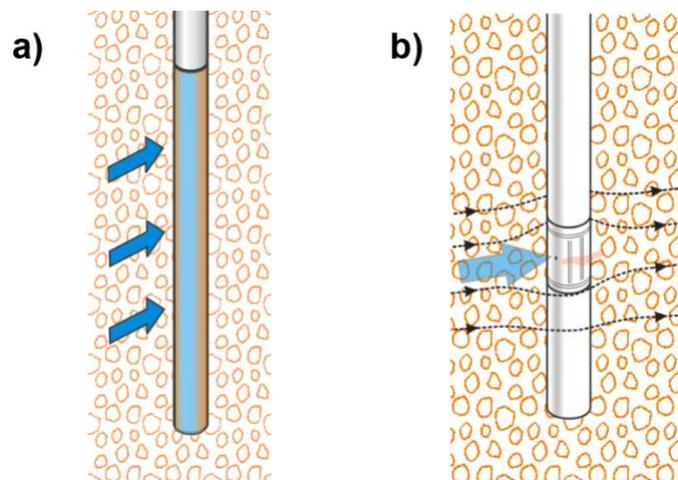


Figura 13 - Diagramas esquemáticos de a) ISPFs y b) PVP.

3.3.2 Sonda de velocidad puntual (PVP)

El PVP, al igual que el ISPFs, es una sonda cilíndrica instalada en un agujero dedicado. Sin embargo, el PVP detecta el movimiento del agua registrando la curva de avance de un trazador en lugar de una distribución de temperatura. En principio, el trazador para el PVP podría ser un radioisótopo, un tinte, calor, una solución conductora o incluso agua desionizada, cualquier cosa que pudiera detectarse *in situ* con un pequeño sensor (Labaky et al., 2007). Hasta la fecha, el trazador más utilizado ha sido una solución salina diluida (<1 g/L), que proporciona una señal de conductividad eléctrica muy por encima del fondo en agua dulce. La sonda funciona liberando un pequeño volumen (<1 mL) del trazador, que es transportado por aguas subterráneas sobre la superficie de la sonda a detectores de conductividad (Figura 13b). Con al menos dos detectores de este tipo en la sonda, tanto la velocidad como la dirección del movimiento horizontal del agua se pueden

calcular a escala de centímetros. Si los detectores se colocan por encima y por debajo del punto de liberación del trazador, el flujo vertical también se puede cuantificar (Gibson y Devlin, 2018). La sonda se puede montar en una disposición multinivel, permitiendo hasta 7 sondas para instrumentar un solo agujero. Las sondas han tenido un buen desempeño tanto en acuíferos arenosos como glaciales. En depósitos con contenido elevado de arcilla, el colapso del pozo contra el cuerpo de la sonda tiende a ser incompleto y no se pueden recopilar datos fiables.

3.3.3 Sonda de variabilidad de aguas subterráneas (GVP)

Es una variación en el diseño del caudalímetro de pulso de calor, para su uso en superficie cercana (profundidad <1 m), agujeros dedicados (Crawford et al., 2016). Este dispositivo se instala en contacto directo con el material del acuífero, y al igual que el HPF se fabrica con varios sensores dispuestos en un anillo alrededor de un punto de liberación del trazador central. En principio, la interpretación de los datos es simple y se basa en el tiempo de llegada del trazador a los sensores, con los sensores indicando la dirección del flujo. Sin embargo, el dispositivo es susceptible a sesgos si el sedimento entre los sensores se perturba durante la instalación.

4 La Importancia de Conocer la Velocidad del Agua Subterránea

La propagación de contaminantes disueltos de una zona de origen por movimiento de aguas subterráneas normalmente produce una zona contaminada conocida como pluma contaminante. Cuanto mayor sea la velocidad de las aguas subterráneas, más rápido crecerá la pluma. Las plumas se pueden generar en muchas formas y tamaños diferentes, pero comparten el atributo común de crecer principalmente en la dirección descendente neta del flujo de aguas subterráneas. En sistemas de flujo con una sola dirección de flujo predominante, y un acuífero que comprende sedimentos carentes de complejidad geológica, como el flujo preferente o canalizado, las plumas se convertirán en zonas largas y delgadas, que se asemejan a una salchicha. Es interesante observar que esta noción de plumas es contraria al pensamiento anterior, donde, en la década de 1980, era común ver modelos conceptuales asumiendo una expansión lateral sustancial de solutos disueltos debido a la dispersión transversal (horizontal o lateral). Desde entonces, los estudios de muestreo y trazador de aguas subterráneas de alta resolución han dado lugar a la visión de "dispersión débil" de las plumas. Los esfuerzos de caracterización del sitio de estudio están comúnmente diseñados para identificar los límites de una pluma. Sin embargo, el número de pozos de monitoreo (y su costo asociado) que se necesitan para delinear la forma de una pluma larga y delgada con suficiente fidelidad para documentar con confianza el crecimiento o la atenuación de las plumas puede ser poco práctico.

Para superar esta dificultad, se puede intentar instrumentar la pluma a lo largo de su línea central como se muestra en la **Figura 14** (McNab y Dooher, 1998). Encontrar una línea central de pluma no es sencillo. Un posible enfoque es caracterizar primero la pluma con un muestreo de alta resolución y discretización vertical utilizando dispositivos de recolección de muestras de una sola vez (por ejemplo, métodos hidropunch™ o tecnología de perfilado de acuíferos verticales de Waterloo APS™, entre otros). Al alinear ubicaciones de muestreo de profundidad estrechamente espaciadas en transectos perpendiculares al eje de pluma, esta se puede caracterizar en tres dimensiones, así como definir la ubicación de la línea central con una precisión razonable. La ventaja de este enfoque es que, con relativamente pocos pozos de monitoreo, se pueden recopilar datos que establezcan el mayor alcance de la pluma en la dirección predominante al crecimiento, y el perfil resultante de las concentraciones se puede utilizar para inferir tasas de propagación de plumas y tasas de atenuación. La ventaja de este enfoque es también su debilidad; el uso de pocos pozos se traduce en una baja confianza en que la línea central real está siendo monitoreada con claras implicaciones para la fiabilidad de las interpretaciones posteriores.

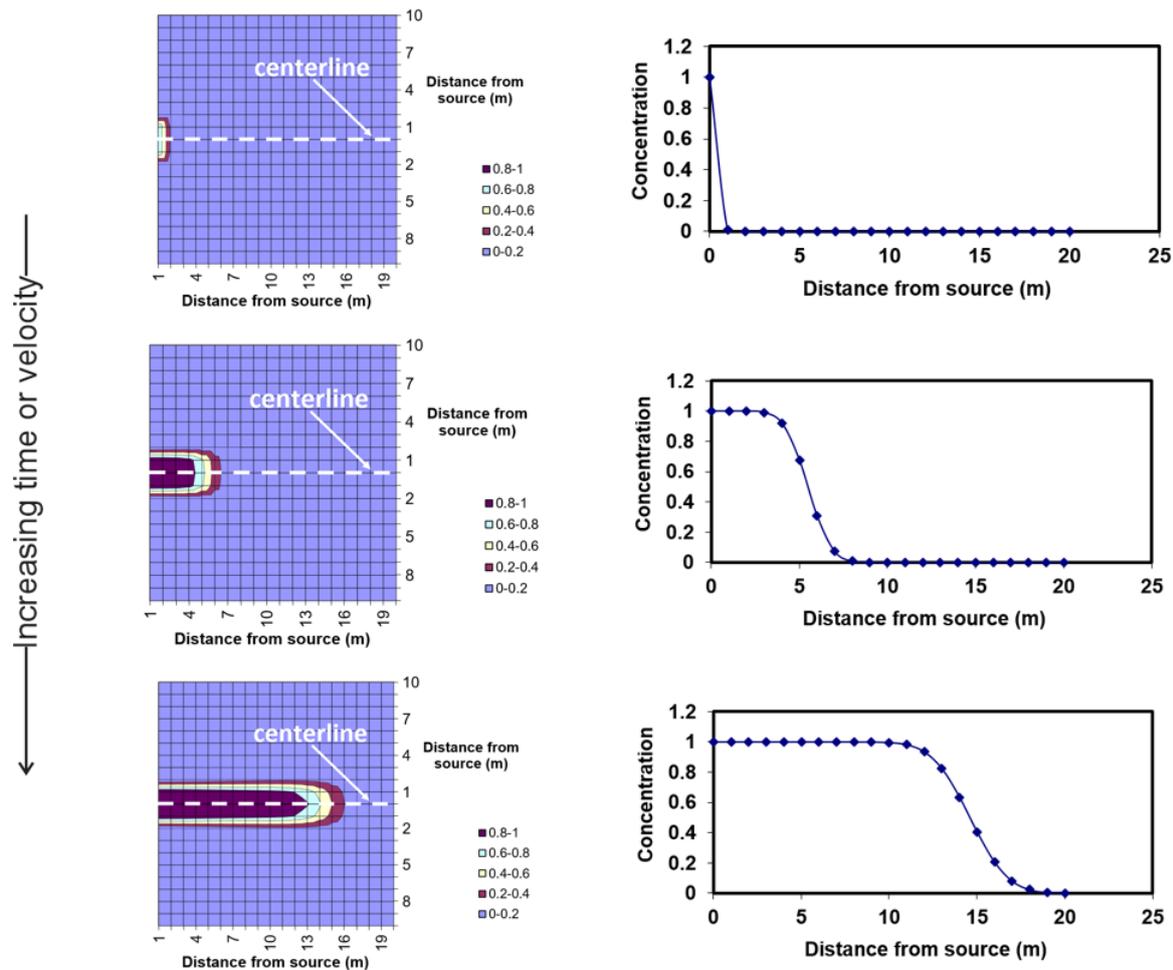


Figura 14 - El crecimiento de una simple columna de contaminación como se ve en la vista de planta con el flujo de agua de izquierda a derecha. El eje x hace referencia a la distancia de la fuente en la dirección de flujo (longitudinal), y el eje y hace referencia a la distancia desde la fuente perpendicular al flujo (transversal). En ausencia de complejidades geológicas, o variaciones pronunciadas en el flujo con el tiempo, las plumas crecerán en zonas delgadas y rectas. La instrumentación a lo largo de las líneas centrales de las plumas puede proporcionar información lo suficientemente detallada como para documentar el crecimiento o atenuación de las plumas a tiempo. En las simulaciones realizadas para crear estas imágenes, v se estableció en 0,04, 0,15 y 0,4 m/d, la dispersión longitudinal se estableció en 0,1 m. La dispersión transversal horizontal se estableció en 0,01 m y la dispersión transversal vertical se estableció en 0,0015 m.

Teniendo en cuenta la conceptualización anterior de las plumas, el hidrogeólogo promedio probablemente abogaría por el uso de mediciones de velocidad de las aguas subterráneas ante todo para predecir los primeros tiempos de llegada de contaminantes en varios receptores (por ejemplo, pozos de agua y cuerpos de agua superficial). En el actual clima de acción correctiva de riesgo para la contaminación de las aguas subterráneas, ese objetivo es muy razonable pero incompleto. Dado que las plumas del mundo real exhiben más complejidad que el simple caso que se muestra en la **Figura 14**, se puede argumentar que sin una comprensión adecuada, es decir, más detallada, de la velocidad de las aguas subterráneas, o flujo, en un sitio (hay que tener en cuenta que las mediciones de flujo de Darcy proporcionan la misma información esencial para los ejemplos que se presentan a continuación y pueden ser sustituidas por la velocidad de filtración en muchas situaciones), muy poco más se puede saber con mucha certeza.

Para ilustrar la importancia fundamental de la velocidad, considere las siguientes características de contaminantes y acuíferos que se estiman comúnmente sin una consideración detallada de la velocidad de las aguas subterráneas: constantes de tasa de transformación (parámetros a partir de los cuales se pueden calcular las tasas aparentes de reacciones químicas), oxidación o capacidad de reducción (la capacidad de los productos químicos disueltos para ganar o perder un electrón entre sí o para acuíferos sólidos), mezcla de aguas subterráneas, tiempos de residencia y flujo de masa contaminante a través de un límite.

4.1 Tasas Constantes

Las tasas constantes de transformación son esenciales para la evaluación de la atenuación natural (la capacidad de un acuífero para reducir una pluma de contaminación sin intervención humana) como estrategia para la recuperación del sitio. Por ejemplo, en algunas jurisdicciones, el enfoque de acción correctiva basada en riesgos (RBCA) se utiliza para definir el nivel al que los seres humanos necesitan corregir una fuente de contaminación del subsuelo dependiendo del factor de atenuación natural (NAF), que se estima como la relación de la concentración de la fuente con la concentración que alcanza un receptor, en estado estacionario (Begley, 1996). El NAF representa procesos naturales de atenuación, generalmente biodegradación o degradación abiótica, y combinado con el límite máximo de concentración (MCL) permitido en el receptor, se utiliza para calcular al de atrás hacia adelante, los niveles máximos de contaminantes permitidos en la fuente. Los valores tabulados de las constantes de velocidad están disponibles para ayudar con la parametrización de los modelos, y cuando estos valores no están disponibles o cuando existe preocupación de que los valores disponibles pueden no ser representativos, se pueden realizar pruebas de laboratorio para obtenerlos. Sin embargo, ninguna de estas fuentes de datos representa la dinámica específica de flujo en el sitio, sólo se refieren a las tasas de transformación química, y algunos valores pueden asumir soluciones de mezcla perfecta. Como resultado, no importa cuán precisos sean, son incapaces de anticipar el tamaño de una zona contaminada resultante del transporte de contaminantes por aguas subterráneas, es decir, el tamaño de la pluma, sin conocimiento preciso del sistema de flujo, en particular la velocidad de filtración o el flujo de Darcy. Este concepto se demuestra fácilmente comparando dos plumas de tricloroetano (TCA), que se transforma a 1,2 dicloroetano y ácido acético a través de una reacción abiótica con agua, con un tiempo de vida medio bien documentado ($t^{1/2}$) de aproximadamente 2.3 años (suponiendo $T \cong 15 \text{ }^\circ\text{C}$) como se muestra en la **Figura 15** (nota: el tiempo de vida medio es el tiempo necesario para que la concentración contaminante disminuya a la mitad de su valor original).

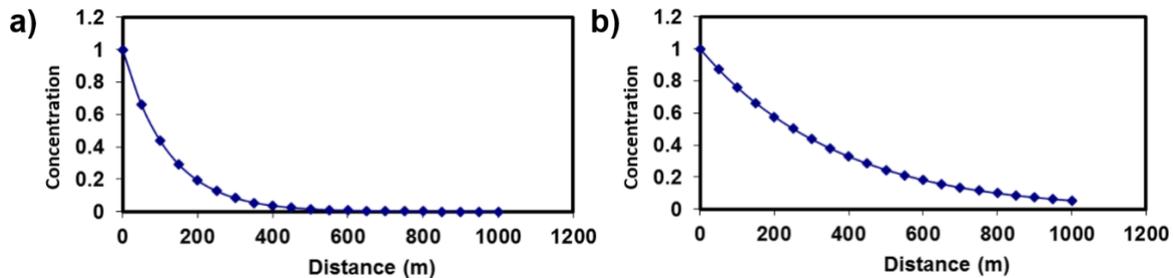


Figura 15 - a) Perfil de línea central de la pluma en condición estacionaria de 1,1 tricloroetano en un acuífero con $v = 10$ cm/día y $t_{1/2}$ de 2.3 años. El tamaño de la pluma es lo suficientemente ancho y profundo como para que los límites no influyan en las concentraciones en la línea central. b) El mismo perfil de línea central de estado estacionario con $v = 30$ cm/día. El conocimiento previo de la constante de velocidad (a través de $t_{1/2}$) no es determinante del tamaño de la pluma sin un buen conocimiento de la velocidad de las aguas subterráneas. (En estos cálculos, la dispersión longitudinal se fijó en 0,1 m, la dispersión transversal horizontal se estableció en 0,01 m y la dispersión vertical se estableció en 0,015 m).

Si se permite que dicha pluma crezca a su longitud estable, y se supone que se aplica una velocidad de agua subterránea de 10 cm/día, el frente de la pluma (tomado aquí para ser $C/C_0 = 0.01$, para mayor comodidad, donde C es la concentración contaminante en un lugar y tiempo específicos y C_0 es la concentración contaminante en la fuente) alcanzará una distancia de unos 550 m de la fuente. Si se toma la velocidad de las aguas subterráneas a 30 cm/día dentro del rango de incertidumbre típicamente ofrecido por la velocidad de filtración estimada a partir de los cálculos de Darcy, que dependen de la conductividad hidráulica la longitud de la pluma alcanzará unos 1500 m. Esta diferencia tiene profundas implicaciones para el riesgo experimentado por los receptores gradiente abajo de la zona de origen, y este es un caso en el que la tasa de transformación es altamente confiable y predecible. En este caso parece haber una simple proporcionalidad al problema: triplicar la velocidad de la filtración triplicó la longitud de la pluma. Esta simplicidad, por desgracia, no está generalmente asegurada.

Un escenario común que implica tasas de transformación variables implica la biodegradación de hidrocarburos petrolíferos en presencia de oxígeno disuelto u otros llamados receptores de electrones terminales (TEA). En estas reacciones, los hidrocarburos entregan electrones a los TEA a medida que el carbono sale de las moléculas de hidrocarburos y se convierte en dióxido de carbono. Las tasas de reacción en este caso están limitadas por la disponibilidad de los TEA, y si los TEA están presentes las reacciones pueden considerarse instantáneas (Rifai y Bedient, 1990). La disponibilidad de TEA resulta depender del grado de mezcla en el subsuelo (este tema se discute con más detalle en la sección "Mezcla en Subsuelos" más adelante en este libro), que pone en contacto los hidrocarburos disueltos y los TEAs. Por lo tanto, la tasa de transformación depende de los procesos de transporte. Una vez agotado el suministro de TEA, la transformación de hidrocarburos se detiene. La relación no proporcional resultante entre la longitud de la pluma y la velocidad de la filtración se ilustra con un cálculo simple de dicho escenario de biodegradación (**Figura 16**). En este caso, el aumento de la velocidad de filtración de 10 cm/día a 30 cm/día sólo avanza el frente de plumas de unos 190 m a 255 m de la fuente.

Otras tasas de biodegradación, que dependen de entornos geoquímicos particulares para que se produzca la transformación, se ven afectadas (a veces completamente interrumpidas) de maneras aún más complejas por la entrada de productos químicos interferentes (por ejemplo, oxígeno disuelto que fluye en una zona de cloración reductiva) y pueden ser altamente sensibles a la velocidad de las aguas subterráneas.

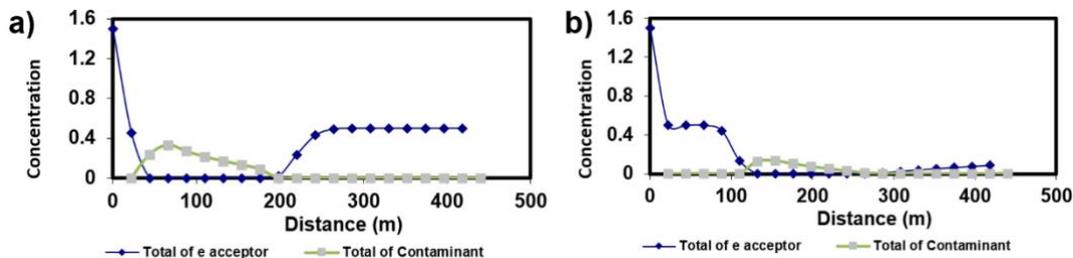


Figura 16 - Dos casos de un contaminante reaccionando con un aceptador de electrones en un sistema de flujo. En ambos casos, el aceptador de electrones está presente en el agua de fondo a una concentración de $0,5 \text{ M/L}^3$ y se ha inyectado en la fuente a 1 M/L^3 durante un año. Las plumas se modelan en tres dimensiones. El contaminante se introduce en 1 M/L^3 y se ha liberado durante 15 años. a) Perfiles de línea central de pluma para un contaminante oxidable y un aceptador de electrones en un acuífero con una v de $0,1 \text{ m/día}$. b) La misma línea central de pluma con una v de $0,3 \text{ m/día}$. Se supone que las reacciones entre el contaminante y el aceptador de electrones son instantáneas. Se asumió que el aceptador de electrones se movía en el acuífero sin retraso, así como el contaminante migraba con un factor de retardo de 2,5, típico de los hidrocarburos simples.

4.2 Capacidades de Oxidación Reducción

La atenuación natural a veces se basa en la capacidad de una matriz de acuíferos para suministrar electrones (reducción de contaminantes) o consumirlos (oxidación de contaminantes) para impulsar transformaciones contaminantes y atenuación (Barcelona y Holm, 1991). En el caso de las capacidades de reducción, ejemplos de fuentes de electrones incluyen material orgánico natural (NOM), o elementos reducidos en minerales que componen la matriz de acuíferos. Ejemplos de contaminantes que pueden ser disminuidos por reacciones de reducción incluyen nitrato (a gas dinitrogeno) a través de la desnitrificación, cromo a través de una conversión del estado móvil Cr^{6+} al estado inmóvil Cr^{3+} , o la decloración de compuestos solventes como el tricloroetano. Antes de la introducción de un contaminante, un acuífero puede estar cerca del equilibrio geoquímico, con la capacidad de reducción esencialmente estable y en estado estacionario. La introducción del contaminante inicia un consumo progresivo de la capacidad de reducción, desde la zona de origen hasta la reducción del flujo de regiones, ya que el contaminante se pone en contacto con el material de la matriz (**Figura 17**).

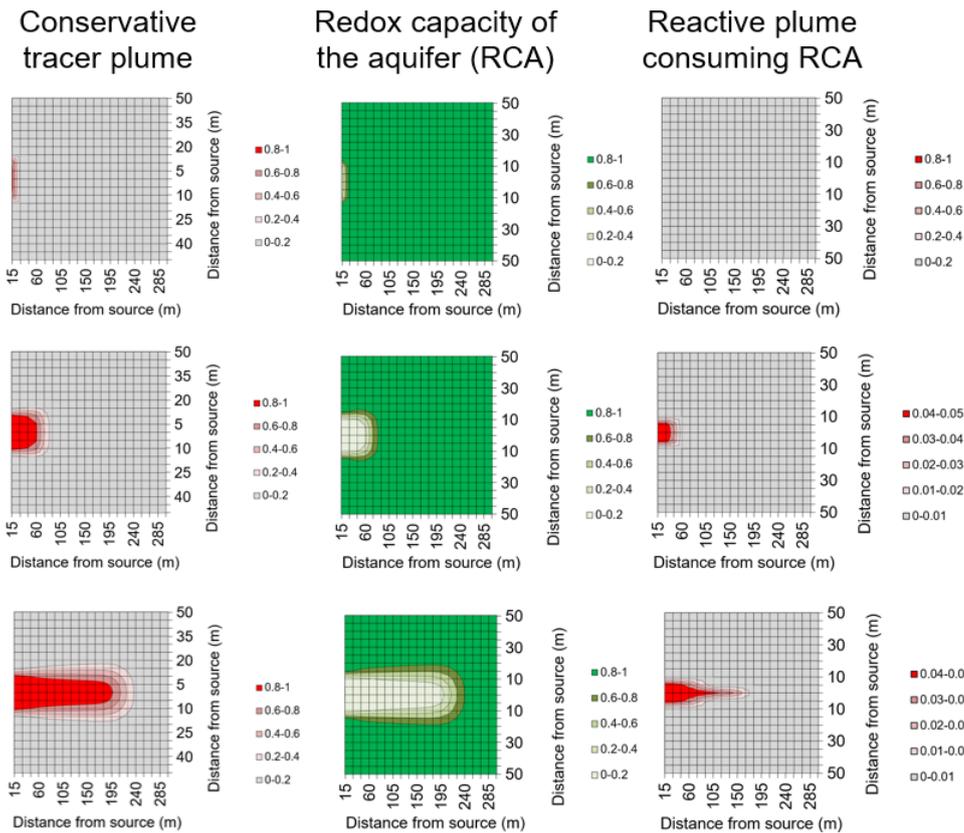


Figura 17 - Progresión de plumas contaminantes (en vista de planta con el tiempo avanzando hacia abajo en la figura) comportándose conservadoramente (izquierda) y susceptible a la transformación por oxidación o reducción en un acuífero con capacidad de redox (derecha). El crecimiento de la pluma se retrasa por la pérdida de masa debido a la reacción, y la capacidad de redox del acuífero se consume progresivamente de izquierda a derecha con el tiempo (centro).

El mismo razonamiento se aplica a los acuíferos aeróbicos, excepto que se establece una capacidad *de oxidación* en la matriz y se agota progresivamente por contaminantes inicialmente en un estado reducido (por ejemplo, hidrocarburos petrolíferos).

La velocidad de las aguas subterráneas es altamente determinante del tiempo que el acuífero mantendrá su capacidad para atenuar un contaminante. Esta relación se deriva de consideraciones simples de equilibrio de masas. El problema, en una forma altamente simplificada, se puede entender con la siguiente analogía: una corriente interminable de niños con hambre se mueve por un pasillo de una tienda de comestibles apilado con galletas. Los niños comen las galletas a medida que las encuentran, primero en la entrada del pasillo y luego progresivamente más profundamente en el pasillo con el tiempo. El dueño de la tienda puede apreciar rápidamente que su inventario se agotará antes si los niños corren por el pasillo en lugar de caminar.

Los acuíferos del mundo real son hasta cierto punto heterogéneos y, por lo tanto, es poco probable que pierdan su capacidad de redox de la manera puramente progresiva descrita anteriormente. Las vías de flujo más rápido se intercalarán con vías de flujo más lento que conducen a una distribución comparativamente compleja de los cambios de

capacidad de redox en la mayoría de los casos. Esto podría conducir a avances anteriores de contaminantes de lo que cabía esperar de otra manera. Predecir el momento de estos avances en algunos materiales heterogéneos, requiere una caracterización detallada de los patrones de flujo, a escala de centímetro a metro.

4.3 Mezcla en la subsuperficie

A los efectos de esta discusión, el término «mezcla» (en aguas subterráneas) se referirá a la mezcla de soluciones en el subsuelo a escala molecular, es decir, una escala a la que se pueden descontar por completo las limitaciones de transferencia masiva impuestas a las tasas de reacción química, incluso entre los poros vecinos. Históricamente, la mezcla de contaminantes y aguas subterráneas ambientales se ha atribuido a un proceso al que los hidrogeólogos se refieren como "dispersión hidrodinámica", o a veces simplemente "dispersión". En ausencia de dispersión, las plumas son transportadas solo por el proceso advectivo, denominado *flujo de pistón* (**Figura 18**), y no se produce ninguna mezcla con el agua de fondo. Por lo tanto, dispersión podría considerarse simplemente como la combinación de procesos de transporte que hace que la pluma se aparte del comportamiento del flujo de pistón (Anderson, 1984).

Normalmente, la dispersión se cuantifica en modelos basados en una ecuación diferencial llamada ecuación de dispersión-advención. Desafortunadamente, la mezcla representada por la dispersión en esta ecuación está orientada a describir la forma y la extensión de las plumas empíricamente — según lo determinado por la red de monitoreo en uso — y no es necesariamente indicativo de *mezcla en el acuífero a escala molecular*. La confusión sobre esta sutileza tiene implicancias para las actividades que dependen de la mezcla. Por ejemplo, la mezcla debe aumentar el volumen de un acuífero afectado por un contaminante, lo que facilita la localización y delineación de las plumas con fines de remediación. La mezcla completa de escala molecular en un acuífero no es un requisito absoluto para este resultado, siempre y cuando los pozos de monitoreo puedan interceptar concentraciones detectables del contaminante. Lo mismo puede ser cierto para la evaluación de los primeros tiempos de llegada de contaminantes en los receptores. El aumento de la mezcla, incluso la mezcla que no está completa a escala molecular conduce a un frente de pluma que se extiende más allá del frente de flujo de pistón, lo que resulta en contaminantes que llegan antes de lo previsto por las velocidades promedio, es decir, antes de lo esperado, en los receptores (**Figura 18**). La mezcla de escala molecular dará lugar a la *dilución* de sustancias disueltas, es decir, la reducción uniforme de las concentraciones (masa por volumen unitario) debido únicamente a la sustitución de la masa de soluto por masa de agua en un volumen determinado. Tenga en cuenta que la mezcla a escalas superiores a la escala molecular puede dar la apariencia de dilución en las muestras, pero en realidad puede dejar algunas zonas en el subsuelo sin mezclar y otras libres de solutos. La mezcla de estas zonas se produce en el pozo o durante la recolección

de muestras. Por lo tanto, la mezcla a escala molecular es necesaria para la dilución de contaminantes, lo que en casos de productos químicos que representan un bajo riesgo para la salud o los ecosistemas podría significar que los seres humanos no necesitan responder activamente a la liberación. Además, como se mencionó en la sección anterior, la degradación de contaminantes por atenuación natural, o a través de sistemas de ingeniería, puede depender de la presencia de aceptadores de electrones disueltos (por ejemplo, oxígeno disuelto, nitrato o sulfato), u otras soluciones de reacción que los seres humanos inyectan en el subsuelo para mejorar un problema de contaminación. Para ser eficaces, estas sustancias deben mezclarse con el volumen de agua contaminada a escala molecular; altas tasas de mezcla conducen a las tasas de degradación más altas que la química permite. Por último, las plumas contaminantes no crecen en longitud indefinidamente. La longitud máxima que crecerá está determinada por tasas de pérdida de masa contaminantes debido a la descomposición radiactiva o transformaciones —afectadas por la mezcla, como se ha comentado anteriormente— y la dilución lograda mediante mezcla dispersa (particularmente a lo largo de los márgenes de la pluma) a escalas moleculares. La mezcla por dispersión depende de la variabilidad tanto en la velocidad de las aguas subterráneas (**Figura 19**) como en la concentración de contaminantes (u otros solutos) (**Figura 20**) (Cereza, 1990).

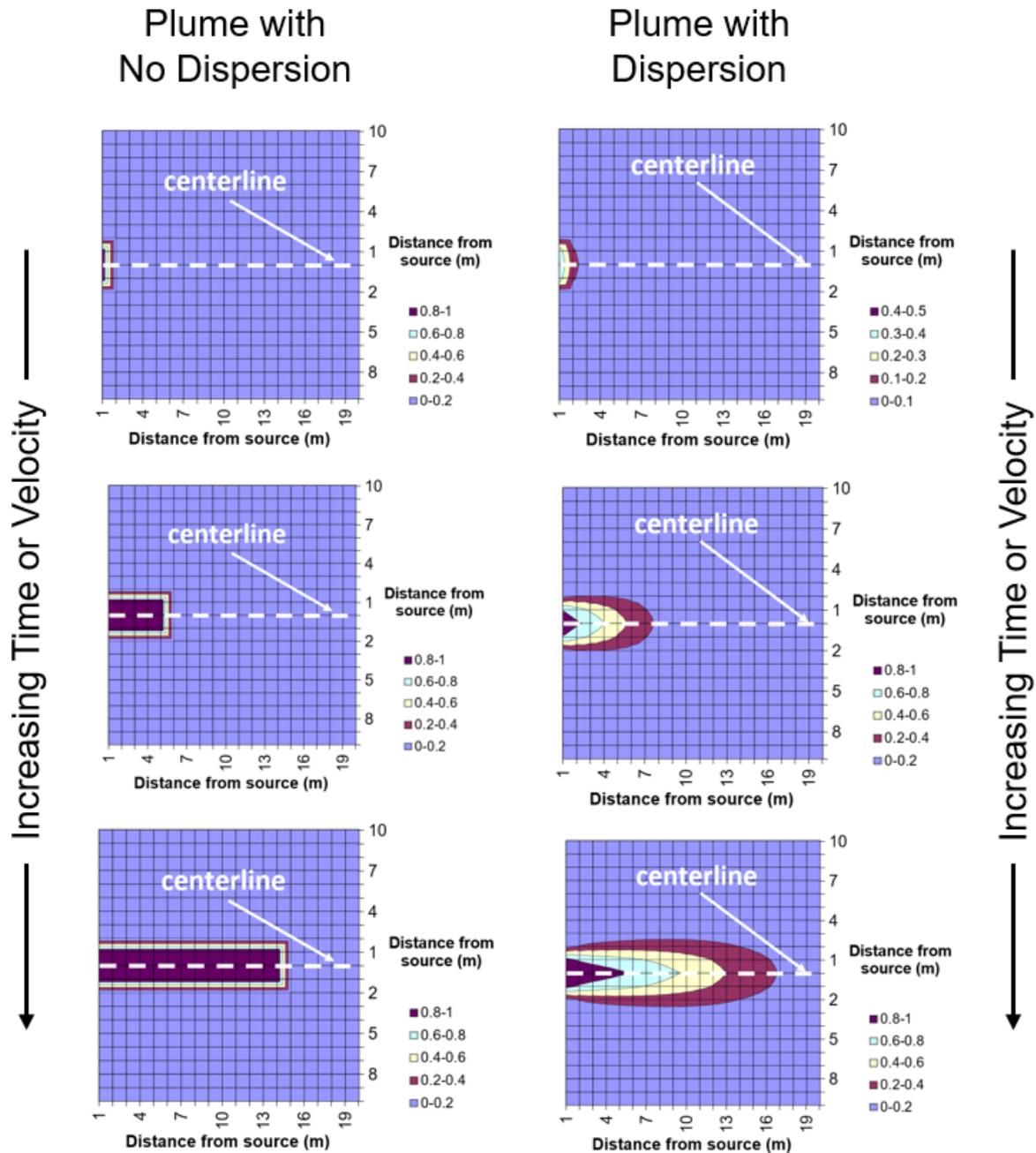


Figura 18 - Vista de planta del desarrollo de una simple pluma de contaminación de aguas subterráneas con y sin el proceso de dispersión. La pluma que crece sin dispersión ilustra el "flujo de pistón" y es puramente transporte advectivo. El desarrollo de la pluma con dispersión ilustra los efectos diluidos que la dispersión impone a una pluma, así como la ampliación del volumen de acuífero que está contaminado. En la dirección longitudinal (la dirección del flujo), esta extensión resulta en tiempos de llegada ligeramente más tempranos del contaminante en los receptores. Estas simulaciones se realizaron con los mismos parámetros de transporte que los dados en la **Figura 14**, excepto que los cálculos de "sin dispersión" utilizaron dispersividades < 0,001 m, y los cálculos de "dispersión" utilizaron una dispersión longitudinal de 1 m, una dispersión transversal horizontal de 0,1 m y una dispersión transversal vertical de 0,015 m.

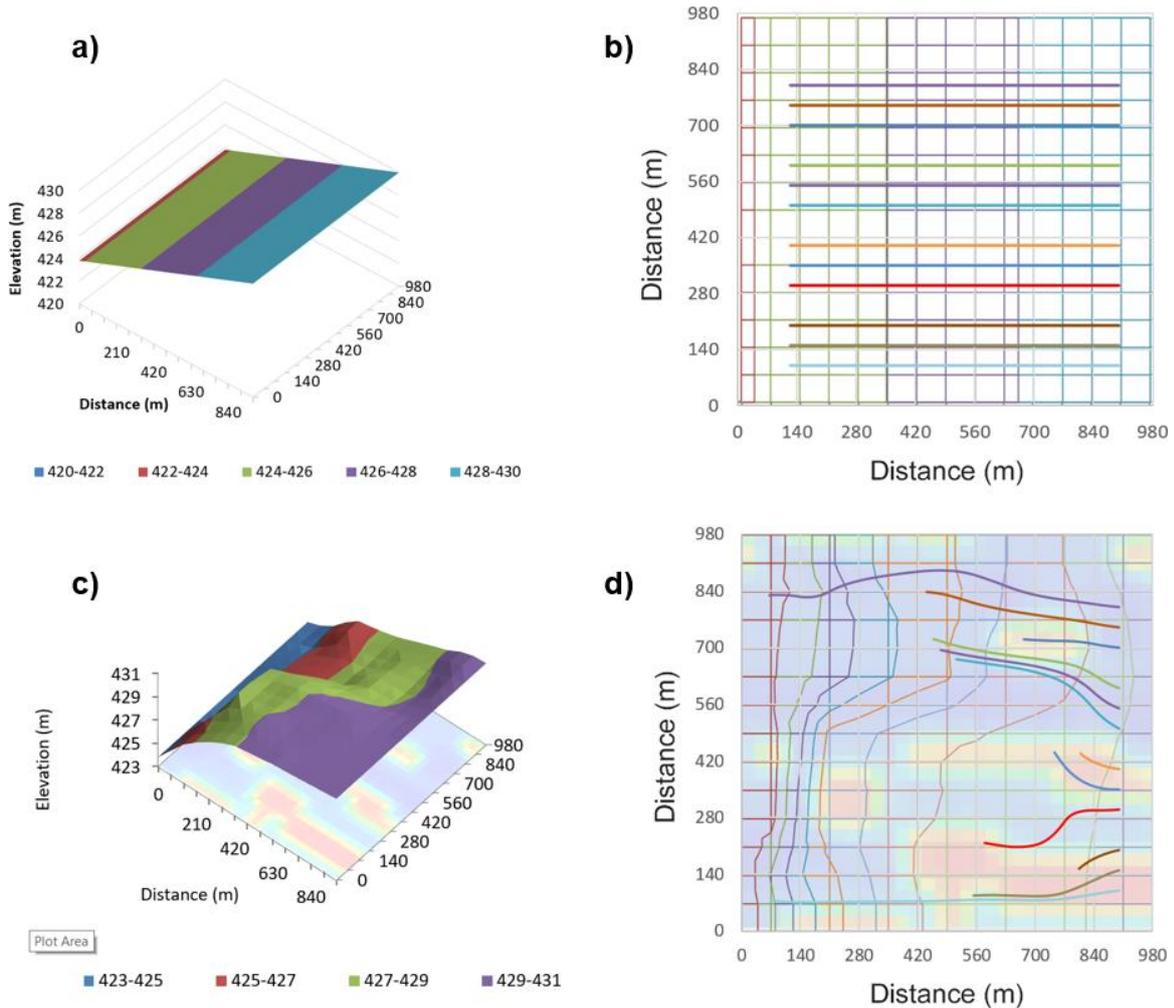


Figura 19 - a) Superficie equipotencial (con contornos de nivel de agua) para un hipotético sistema de flujo homogéneo con conductividad hidráulica de 2,5 m/d y un gradiente general en todo el dominio de 0,001 causando flujo de derecha a izquierda. b) Trazas de 12 partículas transportadas durante 40 años (asumiendo una porosidad de 0,3). Tenga en cuenta que todas las partículas viajan la misma distancia en la misma dirección, lo que indica que una pluma en esta configuración permanecería intacta y sufriría una mezcla mínima por causas relacionadas con la velocidad de las aguas subterráneas. c) El mismo sistema de flujo que (a); muestra la superficie del nivel del agua en tres dimensiones para el caso donde el acuífero es heterogéneo con lentes de K que van desde 0,25 (azul) a 25 m/d (rojo) (se muestra en el plano x y). d) Las trazas de las mismas 12 partículas de (b) liberadas en el sistema de flujo heterogéneo que se muestra en (c) durante 40 años. Tenga en cuenta la variación en las vías de partículas que sugieren una distorsión y división considerables de las plumas, mejorando las condiciones que promueven la mezcla a escala molecular. Este efecto se debe únicamente a las variaciones en la velocidad de las aguas subterráneas.

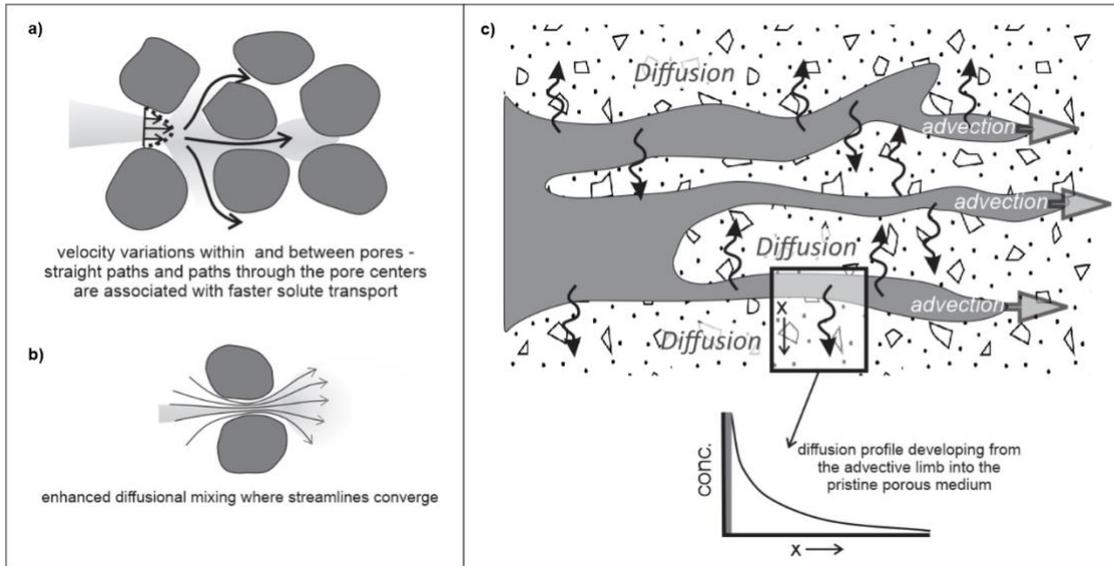


Figura 20 - Históricamente, la dispersión se ha visualizado como resultado de los procesos ilustrados anteriormente. Estos procesos no causan directamente mezcla de escala molecular, pero pueden promoverlo creando condiciones favorables para la difusión. a) Pueden producirse variaciones de velocidad dentro de los poros, o entre poros que dan lugar a gradientes de concentración de contaminantes incrementadas (es decir, la diferencia de concentraciones en dos puntos divididos por la distancia entre los puntos, DC/Dx) en direcciones transversales al flujo. Estos gradientes impulsan la mezcla por difusión, que puede ocurrir en escalas de tiempo cortos a escala de poro. b) Además, la compresión de líneas de corriente dentro de algunos poros aumenta los gradientes de concentración transversal disminuyendo la magnitud de la Dx en el término DC/Dx . c) Las variaciones en la velocidad a escalas más grandes también pueden crear zonas con gradientes de alta concentración. En tales zonas, la difusión se produce a las velocidades máximas de esas escalas, y se promueve la mezcla. Nota: el perfil de difusión mostrado se proporciona para ilustrar la tendencia de masa contaminante a mezclarse con las aguas subterráneas circundantes por difusión. Un perfil de difusión completamente desarrollado como el mostrado se interrumpiría repetidamente en un sistema de flujo transitorio, o a medida que una pluma evolucionara, y nunca se lograría. Las variaciones de velocidad en la escala del poro son importantes a lo largo de centímetros de longitud o menos. Las variaciones de velocidad en la escala de centímetros o superior pueden ser de preocupación práctica para la caracterización y el diseño correctivo.

El vínculo entre estos dos factores comienza cuando una pluma se distorsiona, divide o fragmenta con el tiempo debido a variaciones en la velocidad (por ejemplo, figura 19c y d) derivadas de causas tales como heterogeneidad del acuífero, filtración a la superficie del suelo (por ejemplo, filtraciones, arroyos, lagos) o bombeo. Este fenómeno puede ocurrir a cualquier escala donde se produzcan las variaciones de flujo. Una vez que la pluma se ha deformado de esta manera, agudos gradientes de concentración pueden desarrollarse dentro y alrededor del perímetro de la pluma, lo que conduce a una mezcla difusiva mejorada entre la pluma y las aguas subterráneas ambientales (**Figura 20**). Dado que la mezcla difusiva se produce a escala molecular, cualquier variación de velocidad que la promueva también es un favorecedor del proceso de mezcla a microescala. Esta vista de la mezcla en el subsuelo a veces se conoce como el mecanismo de advección-difusión.

En general, las variaciones geológicas que conducen a la variabilidad del flujo y la mezcla de escala molecular se producen a escalas más pequeñas que las escalas de medición utilizadas para caracterizar los sistemas de flujo, lo que hace que las predicciones de las tasas de mezcla sean un desafío. Investigaciones recientes están reexaminando la forma en que se maneja la dispersión en la ecuación de advección y reevaluando la naturaleza del

vínculo entre la velocidad de las aguas subterráneas y las tasas de mezcla. Sin embargo, el enlace en sí no está en cuestión. Por lo tanto, las cuestiones, mencionadas anteriormente, que hacen importante la mezcla de subsuelo también hacen que la medición de la velocidad de las aguas subterráneas sea importante, a la escala adecuada.

4.4 Tiempo de residencia y tiempo de viaje en Aguas subterráneas

Las definiciones de tiempo de viaje, tiempo de residencia y edad de las aguas subterráneas proporcionadas por otros libros de The Groundwater Project (por ejemplo, "[Isotopes and Environmental Tracers as Indicators of Groundwater Flow](#)") se discuten en detalle allí. Sin embargo, vale la pena reintroducirlos aquí porque los términos son usados común e indistintamente para describir el tiempo que un volumen de agua pasa en la zona saturada, y ese tiempo se puede estimar como un tiempo de viaje *advectivo* desde el punto de recarga hasta el punto de muestreo, es decir, un tiempo que depende de la velocidad de las aguas subterráneas. En el contexto del destino de los contaminantes, el transporte y la corrección, el término «tiempo de residencia» también podría utilizarse para referirse al tiempo que un volumen de agua pasa en una zona de tratamiento dentro de un volumen limitado de un acuífero. A pesar de todo, el tiempo que un volumen de agua pasa en el suelo puede ser inmensamente importante para el destino de sus componentes químicos y se ve fuertemente afectado por la velocidad de las aguas subterráneas. De acuerdo con el ejemplo de un contaminante como componente de aguas subterráneas, esto es cierto tanto desde los puntos de vista de la reducción de contaminantes por reacciones de degradación biótica o abiótica que requieren un tiempo mínimo de residencia en el acuífero para avanzar hacia la finalización, como 2) procesos que afectan al transporte y almacenamiento de contaminantes en materiales geológicos de permeabilidad variable. Es útil discutir estos conceptos en el contexto de los sistemas de flujo, que están, incluso en los ejemplos más simples, compuestos por zonas de caudales relativamente rápidos y lentos (**Figura 21**).

El concepto de tiempo de residencia, en lo que se refiere a un sistema de flujo, se puede ilustrar aún más para un sistema de flujo dominado por la advección recalculando el rastreo de partículas en la **Figura 21d** para una gama de tiempos de viaje y registrando las edades de las partículas en cada ubicación de coordenadas final. Los contornos de estas edades se conocen como isócronas, y para el modelo simplista de la **Figura 21d** las isócronas revelan que el agua más antigua es más profunda, y el agua más joven es poco profunda. Además, estas edades están estratificadas horizontalmente (**Figura 22**).

La conexión entre los tiempos de residencia y las transformaciones químicas existe para cualquier sustancia que esté químicamente activa, es decir, fuera del equilibrio. Por ejemplo, considere un contaminante que experimenta una transformación con una vida media de 7,5 días y supongamos que las líneas de corriente en la **Figura 21d** representan tiempos de viaje de 30 días, es decir, 4 vidas medias del contaminante. Este tiempo de residencia es suficiente para reducir la concentración de contaminantes a aproximadamente

1/16 de su valor original. A efectos prácticos, 7 vidas medias proporcionan un período de tiempo a veces considerado suficiente para la degradación "completa" porque reduce la concentración a menos del 1% del valor original. Ahora imagine que cuatro paquetes de agua que contienen el contaminante se liberan en la superficie en varios lugares a lo largo del sistema de flujo. Las líneas de flujo mostradas en la **Figura 21d** indican que la línea 4 viajará más de 16 m horizontalmente y casi 15 m verticalmente, alcanzando el límite correcto antes de que el contaminante se degrade a niveles objetivo. Por otro lado, la línea de corriente 1 con aproximadamente la misma distancia vertical de 15 m recorrida, pero que no cubre ninguna distancia horizontal apreciable durante el mismo período de tiempo, experimentará una degradación total en el momento en que llegue al límite, unos 135 días (~7 vidas medias) después de su liberación. En este escenario, se podría concluir que hay un mayor riesgo asociado con el movimiento de la línea de corriente 4 que la línea de corriente 1, en gran parte debido a su mayor velocidad. Sin embargo, esta conclusión puede cambiar para los casos en los que el contaminante tiene tiempos de reacción más largos o no es reactivo. En ese escenario, la contaminación disuelta de un derrame de corta duración (fuente instantánea) se eliminaría del sistema más rápidamente a lo largo de la línea 4 que la línea 1, lo que asociaría el mayor riesgo a la línea 1 debido a la persistencia del contaminante. Una vez más, la importancia de una caracterización detallada del sistema de flujo, en particular a través del conocimiento de las velocidades de las aguas subterráneas, es fundamental para evaluar el destino, el transporte y el riesgo asociados con los productos químicos transportados por las aguas subterráneas.

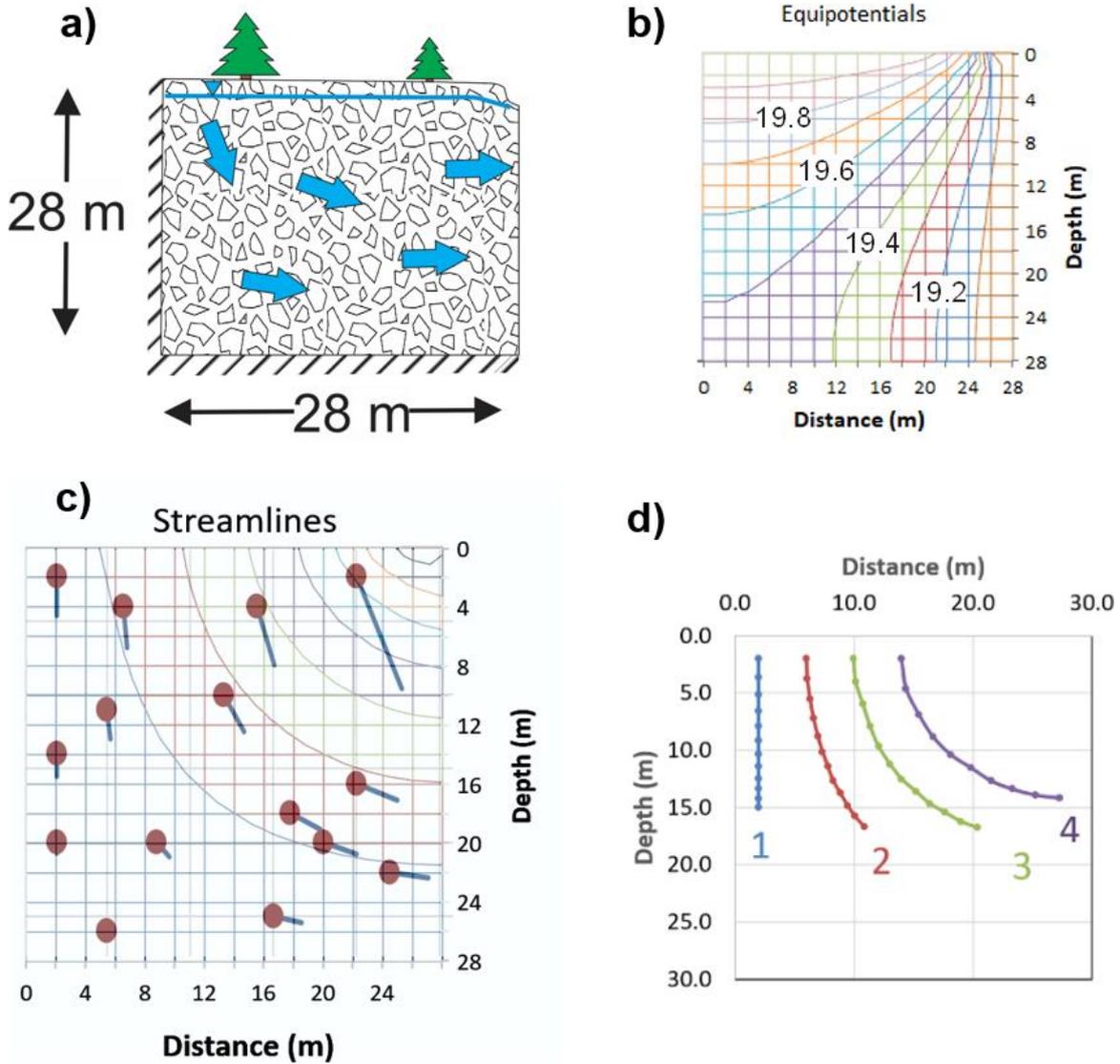


Figura 21 - a) Sección transversal de un sistema de flujo simple y homogéneo con una división de caudal (el agua no cruza la divisoria) a la izquierda y una capa impermeable base. El agua se recarga desde la superficie y sale del sistema en el límite derecho. b) Curvas de Niveles de agua (líneas equipotenciales como elevaciones en metros) en el acuífero; un espaciado más estrecho de las líneas indica un flujo más rápido. c) líneas de corriente mostrando el recorrido del flujo de aguas subterráneas, y los puntos (puntos rojos) con vectores de velocidad (líneas azules) que muestran la dirección del flujo y se escalan para que las líneas sean proporcionales a la velocidad del agua. d) Líneas de corriente de cuatro porciones de agua procedentes de diferentes lugares del sistema de flujo y que viajan durante el mismo período de tiempo. Tenga en cuenta que, debido a su ubicación en el sistema de flujo, la línea 4 recorre una distancia total mayor en el mismo período de tiempo que la línea 1, esto es particularmente evidente en términos de las distancias horizontales recorridas.

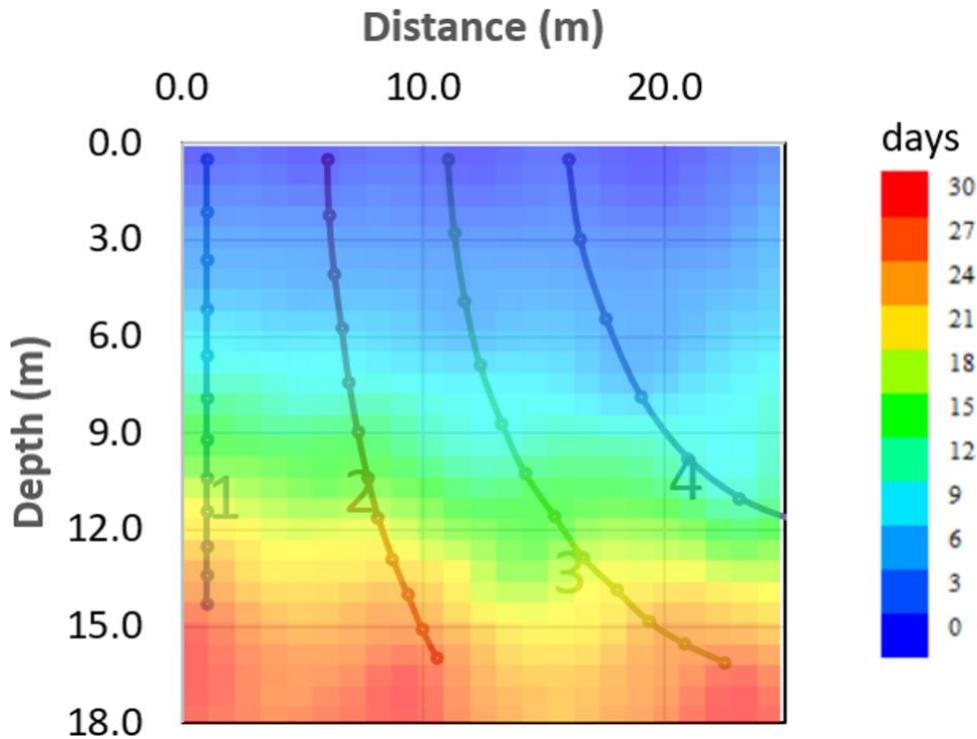


Figura 22 - Vista de la sección transversal de parte de un acuífero hipotético de 30 m por 30 m con rastreo de partículas de 30 días e isócronas de color. Los cálculos realizados para esta imagen son aproximados, basados en las cuatro partículas mostradas y seis veces diferentes (5, 10, 20, 25 y 30 días), pero la capa casi horizontal de las edades de las aguas subterráneas (o tiempos de residencia) se observa también en modelos más sofisticados.

Para obtener información sobre los tiempos de residencia de aguas subterráneas, los hidrogeólogos a veces se han basado en el muestreo y análisis de trazadores. Una familia especialmente útil de trazadores son los isótopos radiactivos. Cuando estos se liberan en las aguas subterráneas, ya sea por diseño o por accidente, sirven como trazadores con relojes a bordo que se pueden utilizar para estimar los tiempos de residencia de agua. Los isótopos que se pueden utilizar de esta manera incluyen tritio (3H , $t^{1/2} = 12,5$ años), carbono 14 (^{14}C , $t^{1/2} = 5730$ años) o estroncio 90 (^{90}Sr , $t^{1/2} = 28,8$ años) según Cook (2020). Si hay conocimiento de la concentración de isótopos en el momento de su introducción en el suelo, entonces, en principio, cualquier determinación posterior de su concentración será suficiente para calcular cuánto tiempo ha estado allí. Esto supone condiciones ideales, en las que otros procesos que contribuyen a la disminución de la concentración de isótopos pueden asumirse mínimos (por ejemplo, dilución o sorpción). Conociendo la distancia entre la ubicación de la liberación y la ubicación de muestreo, se puede estimar una velocidad media y un tiempo total de residencia (es decir, tiempo entre la liberación y el muestreo). La aplicabilidad de este método se refuerza si se consideran las relaciones padre a hijo de compuestos isotópicos. Los isótopos se han empleado de esta manera como indicadores *in situ* de velocidades de escala de plumas. Sin embargo, surge un problema cuando el acuífero que se está investigando es heterogéneo. Aquí, la relación entre el tiempo de residencia y el transporte se vuelve importante.

En medios heterogéneos — consideraremos el caso de las arenas y arcillas entremezcladas aquí, pero la siguiente discusión es relevante para otras combinaciones de materiales geológicos — las aguas subterráneas entregarán contaminantes a las zonas de arena más permeables primero, porque el agua viaja más rápido allí, estableciendo gradientes de concentración en los límites entre la arena y la arcilla (**Figura 23**). Los caudales en arcillas son muy pequeños y por lo tanto el mecanismo de transporte que domina en estos materiales es la difusión. Conforme el contaminante, o trazador de isótopos, pasa a través del material arenoso, la pluma pierde continuamente masa hacia las arcillas por difusión, almacenando efectivamente masa en las arcillas hasta que se invierten los gradientes de concentración. La pérdida de masa contaminante por la pluma de arena tiene el efecto de ralentizar el movimiento hacia adelante de la pluma, es decir, los contornos de una concentración específica avanzan con menor rapidez de lo que lo harían en un acuífero homogéneo. Esto es importante por al menos dos razones: en primer lugar, el conocimiento de la velocidad de infiltración calculada con Darcy puede sobreestimar las velocidades del trazador y predecir los tiempos de llegada en receptores que son irrealmente cortos (tenga en cuenta: en los casos de heterogeneidad grave, podría ocurrir el error opuesto — un flujo canalizado fuerte podría dar lugar a cálculos de Darcy que subestiman las velocidades de filtración, como se ilustra en la **Figura 23c**); en segundo lugar, este mecanismo puede conducir a tiempos de residencia superiores a los previstos para los contaminantes, lo que podría fomentar mayores grados de degradación si el contaminante es reactivo, o simplemente aumentar su tiempo en el suelo si el contaminante tiene baja reactividad. De cualquier manera, la masa contaminante que habría contribuido a una pluma en crecimiento en su lugar se acumula en el suelo y puede ser difícil y caro (con respecto al tiempo y/o dinero) recuperarlo en un programa de remediación.

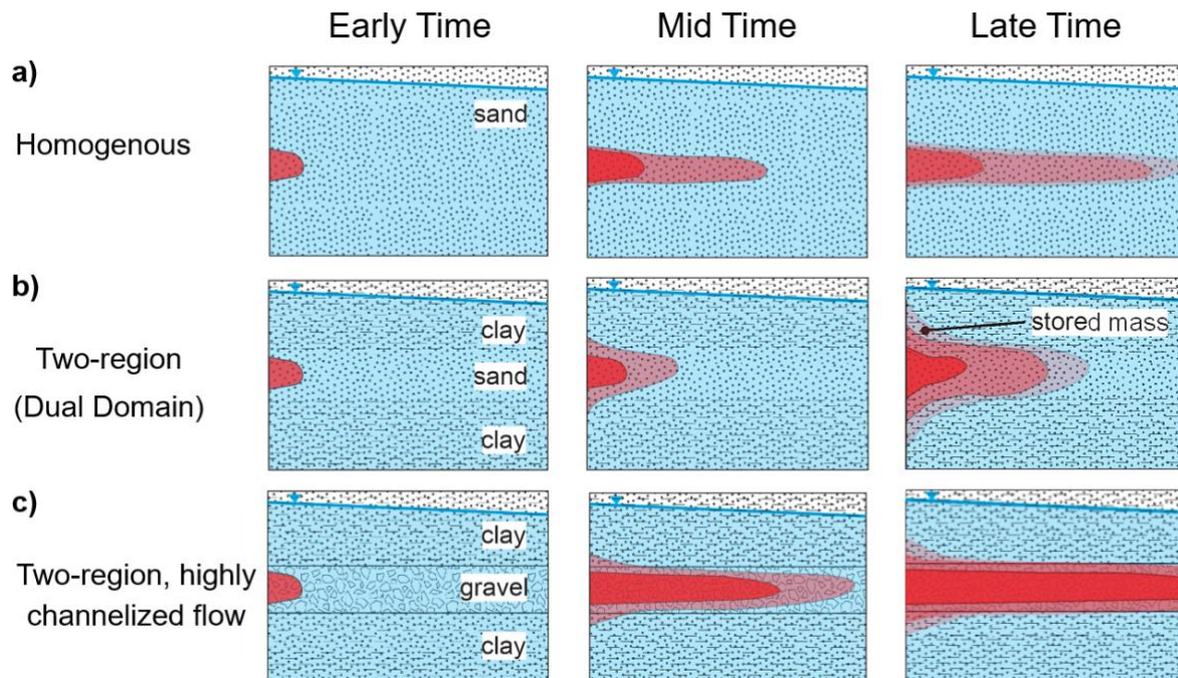


Figura 23 - Conceptualización de las plumas transportadas en un) un medio arenoso homogéneo, b) un medio heterogéneo que consiste en arena y arcilla, y c) un segundo medio heterogéneo que consiste en grava y arcilla. En comparación con el medio homogéneo, las otras dos constituyen transporte en dos regiones: transporte predominantemente advectivo en las capas de arena y grava y principalmente transporte difusivo en la arcilla. El efecto del transporte difusivo es almacenar masa y retardar la pluma en comparación con el caso homogéneo. Si la arcilla se combina con sedimentos altamente permeables (de presencia desconocida), como la grava, el transporte advectivo puede proceder mucho más rápido, proscribiendo cualquier retraso que se pueda esperar para el acoplamiento de arcilla-arena.

4.5 Descargas de Masa de Contaminantes

Como se indicó en secciones anteriores, los acuíferos del mundo real son hasta cierto punto heterogéneos. Esto significa que están compuestos de materiales geológicos y estructuras de diferentes propiedades que influyen en el flujo y los componentes químicos. Una gran preocupación para los hidrogeólogos es que la heterogeneidad puede manifestarse como capas continuas, canales, fallas u otros conductos que son altamente conductivos para fluir. Cuando esto ocurre, el flujo a través de estas unidades puede ser lo suficientemente focalizado y lo suficientemente rápido como para que las pérdidas de masa en las unidades menos permeables circundantes, a través de la difusión, por ejemplo, pueden ser demasiado lentas para retardar significativamente un frente de plumas. Por lo tanto, la entrega de contaminantes a los receptores aguas abajo puede ocurrir mucho más rápido de lo previsto por los métodos convencionales de caracterización basados en Darcy. Además, si la fuente contaminante es continua a largo plazo, la velocidad a la que se acumula masa en el receptor también será mayor de lo esperado. Las preocupaciones combinadas de tiempo de llegada (a partir del conocimiento de v y q) y la tasa de entrega masiva se capturan en el concepto de flujo *masivo*. El flujo de masa tiene dimensiones de masa por tiempo por unidad de área transversal de acuífero (**Figura 24**).

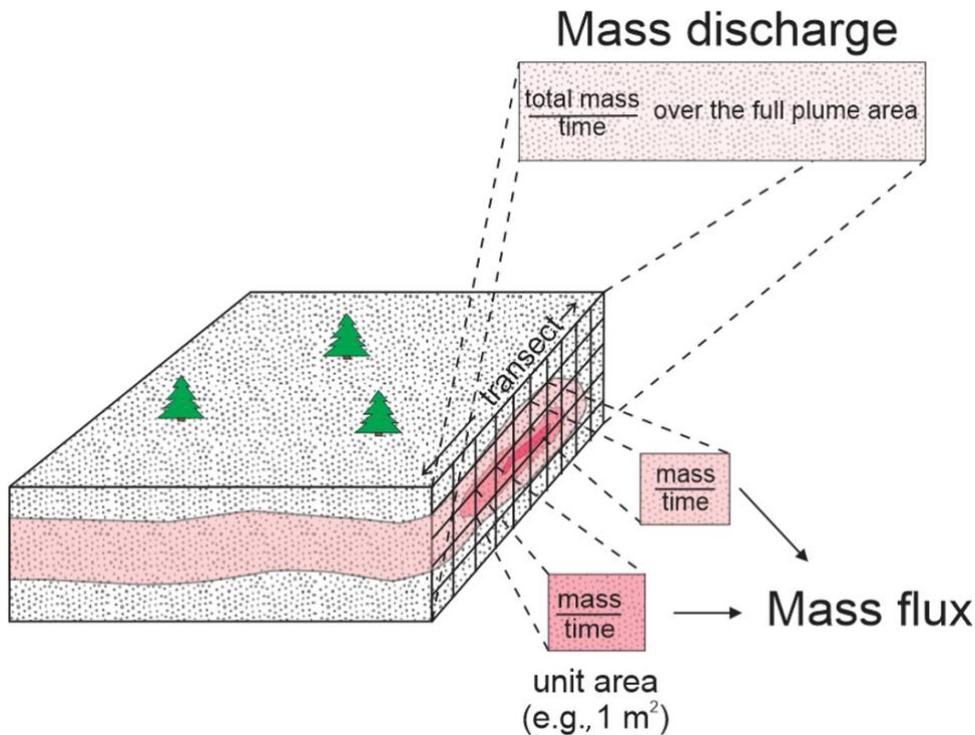


Figura 24 - Relación entre flujo de masa y descarga masiva. El flujo de masa es la masa de un contaminante que cruza un área transversal de una unidad de un acuífero por unidad de tiempo, y puede variar dentro de una pluma, como lo hace entre las dos áreas de ejemplo mostradas por los diferentes colores (rojo oscuro y rojo claro). La descarga de masa es simplemente la suma de los flujos sobre toda la pluma.

La porción de masa por tiempo de un flujo de masa se puede determinar multiplicando la concentración observada de contaminante considerado representativo de un área de unidad por el flujo Darcy (ver la introducción de este libro). Dentro de una pluma, los caudales y las concentraciones de un contaminante pueden variar, por lo que el flujo de masa también puede variar de un lugar a otro. La masa total de la pluma por el tiempo que pasa a través de una sección transversal que consta de muchas secciones de área unitarias se calcula simplemente sumando los flujos de masa para cada área de la unidad en la sección. Este valor se denomina *descarga de masa* (dimensiones de masa/tiempo).

Si bien el flujo de masa es un número que se puede comparar entre sitios y dentro de sitios, porque siempre hace referencia a la misma cantidad de área, la descarga de masa proporciona un valor específico del sitio que puede facilitar el análisis de evaluación de riesgos. Un número de flujo de masa puede ser alto, pero si el área total de la pluma es pequeña, la masa total que alcanza un límite o receptor puede no representar mucho riesgo. Por otro lado, grandes descargas de masa son inequívocamente problemáticas en la mayoría de los casos en sitios contaminados.

En medios heterogéneos, la determinación de la descarga de masa depende del descubrimiento y caracterización de todas las zonas donde las velocidades de las aguas subterráneas son altas. Una sección bien instrumentada, es decir, una con muchos puntos

de monitoreo, como la que se ilustra en la **Figura 24**, puede proporcionar el detalle necesario para determinar los flujos de masa a través de la pluma — incluyendo grandes flujos asociados con vías de flujo preferentes — y de ellos la descarga de masa que cruza el transecto (Einarson y Mackay, 2001).

Para ilustrar otro uso de la descarga de masa con fines prácticos, imagine un pozo de suministro de agua que se bombea a una velocidad Q que pasa a capturar toda la pluma de un contaminante conocido por causar problemas de salud. Las personas a cargo del suministro de agua podrían preguntar si las concentraciones que se desarrollan en el pozo permanecerán lo suficientemente diluidas como para que la contaminación pueda ser ignorada, o si existe la posibilidad de que la concentración de contaminantes suba a un nivel que requiera acción. El conocimiento previo de la descarga de masa en la pluma, junto con la tasa de bombeo del pozo, permite estimar de antemano la concentración en el pozo (**Figura 25**), suponiendo una mezcla completa de agua contaminada y no contaminada en el pozo.

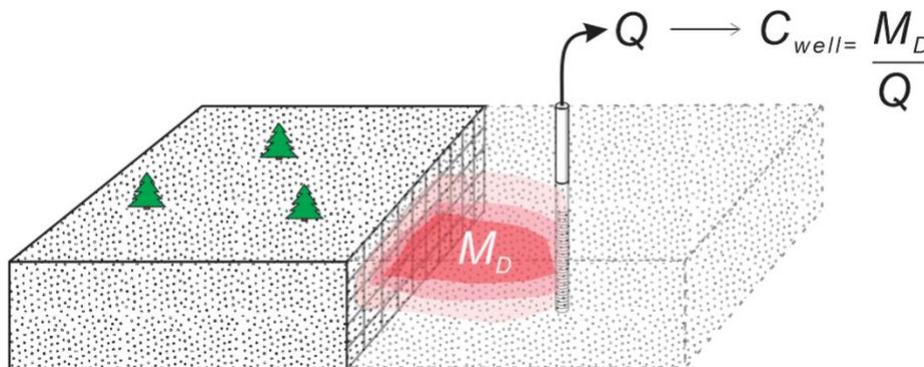


Figura 25 - Una pluma es capturada por un pozo de suministro de agua. Si se conoce la descarga de masa de un contaminante en el acuífero, se puede anticipar la concentración que aparecerá en el pozo, C_{pozo} , para cualquier tasa de bombeo, Q , que captura toda la pluma. La relación simple muestra que C_{pozo} es proporcional a M_D , por ejemplo, duplicar M_D duplicará C_{pozo} .

4.6 Mediciones de velocidad en medios fracturados

El ciclo hidrológico nos dice que la energía del sol impulsa el agua (principalmente) de los océanos a la atmósfera. Sin embargo, la Tierra no es un planeta estático y eventualmente prevalecen las condiciones que hacen que el agua llueva del cielo y regrese a la superficie, a veces la superficie terrestre. A partir de ahí, el agua busca el punto de elevación más bajo que puede encontrar bajo la influencia de la gravedad, en última instancia, regresando a los océanos. Tan implacable es esta búsqueda que casi ningún lugar que ofrezca espacio para las moléculas de agua no es invadido por ellos mientras hacen su viaje. En las secciones anteriores de este libro, los espacios en cuestión son los que se encuentran entre los granos de sedimentos o regolitos que se encuentran entre el cielo y la superficie rocosa del planeta. Pero la corteza terrestre también es dinámica, y la roca que la compone con frecuencia es incapaz de soportar los factores tectónicos, volcánicos,

isostáticos o erosión que la doblan, arquean, elevan, calientan, enfrían, hunden, giran o la degradan. El resultado es que las capas rocosas poco profundas del planeta comienzan a romperse, desarrollando fracturas, articulaciones, separaciones o aberturas de solución que inevitablemente se llenan de agua. Cuando la fractura es lo suficientemente pronunciada, los estratos rocosos pueden comportarse como acuíferos.

No es de extrañar que la aparición de acuíferos de roca fracturada sea muy común. Se producen en roca de escudo cristalino, ígneo o metamórfico donde las únicas aberturas para el agua son las fracturas (**Figura 26a**), y en rocas sedimentarias compuestas de granos que se consolidan con cementos minerales. Estas rocas exhiben tanto la porosidad primaria como la permeabilidad inherentes a la matriz rocosa, así como la porosidad secundaria y la permeabilidad asociadas con la fractura posterior, incluyendo separaciones a lo largo de los contactos entre camas (**Figura 26b**). En los casos en que la roca sedimentaria se compone de gruesas capas de material soluble, como piedra caliza o dolomita, las fracturas pueden agrandarse mediante disolución, aumentando enormemente la capacidad de transportar agua (**Figura 26c**). Este fenómeno subyace en la formación de la topografía kárstica, un descriptor geomórfico que se aplica al 25% de la superficie terrestre de la Tierra y que se discute con mayor profundidad más adelante en esta sección.

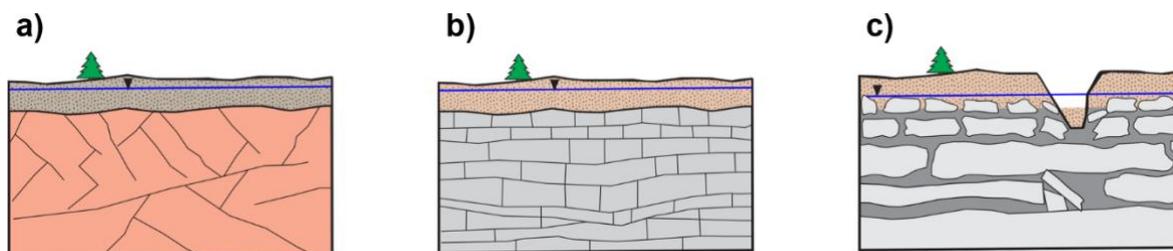


Figura 26 - Diagramas conceptuales de tres tipos de roca fracturada. a) roca cristalina fracturada con apertura relativamente baja asociada con fallas, juntas y fracturas debido a actividad tectónica regional o local, u otros procesos geológicos. b) roca sedimentaria con aberturas asociadas con planos de estratificación o fracturas debido a la actividad tectónica local o regional u otros procesos geológicos. c) roca altamente erosionada como el karst, con aberturas que van desde aberturas del tamaño de micras hasta conductos de cuevas, y características de colapso como sumideros que permiten que el agua superficial entre rápidamente en el subsuelo.

La aplicación de enfoques convencionales de la Ley de Darcy para caracterizar los acuíferos de roca fracturados se utiliza comúnmente, pero está sujeta a resultados engañosos. En los casos más simples, la densidad de fracturas es muy alta, es decir, los espaciados de fractura son cientos o miles de veces más pequeños que la escala espacial de la investigación y el acuífero se comporta como un medio poroso equivalente (EPM), por lo que el uso de la ley de Darcy está bien fundado (van der Kamp, 1992). La suposición de EPM también es apropiada en los casos en que la matriz rocosa tiene alta permeabilidad y no depende de las fracturas para conducir el flujo. La roca de matriz permeable es susceptible a la invasión por contaminantes debido al flujo advectivo lento o la difusión entre las fracturas y la matriz. Este aspecto del problema de los medios fracturados es

cualitativamente similar a la **Figura 21** y se discute con más detalle en otras partes de los libros de *The Groundwater Project*. Aquí, el enfoque está en el flujo en fracturas.

En muchos casos que implican la investigación de la contaminación de aguas subterráneas, la escala del sitio no es lo suficientemente grande en comparación con el espaciamiento de las fracturas, para justificar el uso de métodos de medición de velocidad que dependen de la suposición de EPM (**Figura 27**). En estos casos, una forma de la Ley de Darcy (derivada de la 'Ley Cúbica' que relaciona el flujo en una fractura con el cubo de su apertura) todavía podría aplicarse para fracturas individuales o conjuntos de fractura dentro de una sección definida de un agujero. Para aplicar estos métodos, se requieren pruebas hidráulicas detalladas del intervalo de fractura, en parte para estimar la conductividad hidráulica de la fractura, K_f , apertura hidráulica, $2b$, y la porosidad de fractura, n_f . Vale la pena señalar que para la aplicación de la Ley de Darcy en medios granulares, la porosidad está en el rango de 0.2 a 0.5 mientras que en la roca fracturada el rango se extiende a valores mucho más bajos, típicamente 10^{-5} a 10^{-3} (Morris y Johnson, 1967). El uso de la Ecuación 3 de la **Figura 27** conduce a un estimado de órdenes de velocidad de filtración de magnitud más altas en medios fracturados que los medios granulares, con implicaciones importantes para la evaluación del riesgo. Esta responsabilidad no debe recaer enteramente sobre los hombros de la Ley de Darcy, ya que los parámetros utilizados en el cálculo vienen con incertidumbres sustanciales. Las mediciones independientes de la velocidad son altamente deseables para validar las predicciones de Darcy.

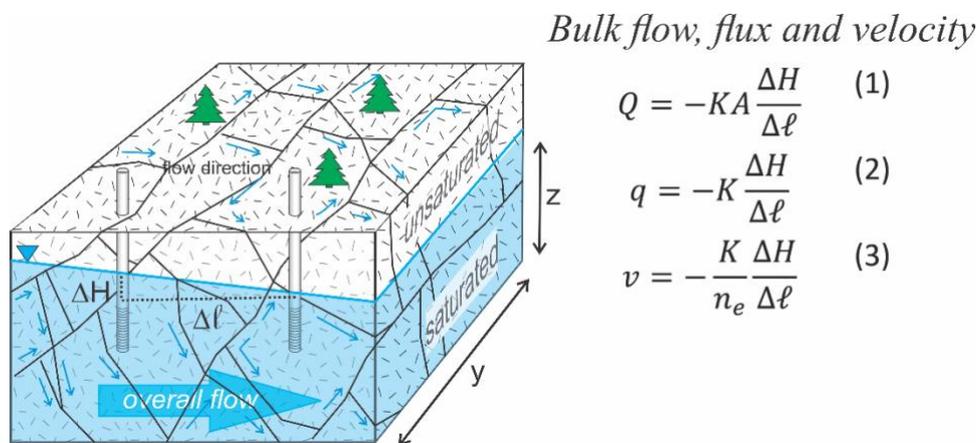


Figura 27 - Diagrama conceptual de un acuífero de roca fracturado que muestra la diferencia entre el flujo controlado por las fracturas (flechas azules pequeñas) y el flujo total estimado de los cálculos convencionales de la ley de Darcy's (flecha azul grande). A una escala suficientemente grande, los cálculos de Darcy coincidirán con el flujo global promedio en el acuífero, incluida la dirección del flujo. En la escala de este diagrama, las desviaciones severas de las predicciones de Darcy son evidentes (pequeñas flechas azules) debido a la porosidad de fractura variables localmente, la conductividad hidráulica y las vías disponibles para el flujo (también ilustradas en la **Figura 28**).

Basándose en las dificultades planteados anteriormente, los acuíferos fracturados plantean desafíos especiales para los hidrogeólogos porque a diferencia de los acuíferos

granulares, las aberturas que conducen el agua se comportan como vías discretas en lugar de un medio continuo. Un pozo, que puede ser muy caro de perforar, puede o no cruzar una fractura productiva o fractura establecida, mientras que un segundo pozo a un metro de distancia produce abundante agua. Además, no todas las fracturas se crean iguales; algunas pueden tener aberturas más pequeñas que el ancho de un cabello humano, mientras que otros pueden tener cientos de micras de ancho, lo que conduce a grandes diferencias en su productividad. En el caso de los acuíferos kársticos, los canales abiertos lo suficientemente grandes como para que una persona entre (es decir, cuevas) pueden estar presentes y controlar la velocidad y la dirección del flujo de agua. Todo esto puede sumar a los datos contra intuitivos del nivel del agua cuando las investigaciones basadas en la Ley de Darcy se llevan a cabo con una conceptualización convencional de porosidad media. Por ejemplo, la distribución discreta de las fracturas puede hacer que las direcciones de flujo local varíen ampliamente con respecto de las tendencias regionales (Figura 27). El agua está restringida a fluir a través de las aberturas disponibles, independientemente de si se alinean o no con las predicciones basadas en la Ley de Darcy (Figura 28a).

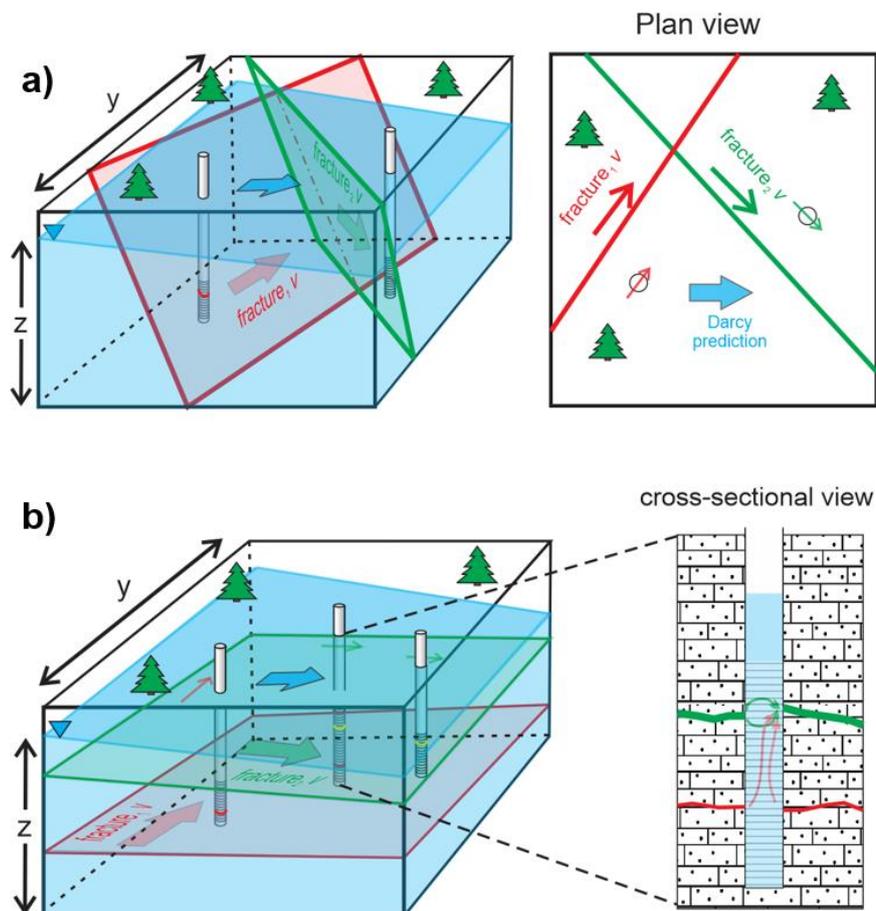


Figura 28 - Esquemas simplificados de dos sistemas de fractura en los que la roca matriz es prácticamente impermeable. a) fracturas intersecantes cada una con su propia magnitud y dirección de flujo, determinadas por las respectivas orientaciones de las fracturas, ninguna de las cuales corresponde al flujo regional determinado a partir de la Ley de Darcy. b) Fracturas que no se intersecan, en

aislamiento hidráulico, excepto por un pozo transversal. Las dos fracturas tienen diferentes direcciones de flujo y magnitudes, con la fractura superior dominante. El flujo entra en el pozo desde la fractura inferior y deja el pozo a través de la fractura superior haciendo que la medición de la velocidad horizontal en el pozo abierto sea problemática.

La importancia de esta visualización se ilustra con el siguiente escenario hipotético: un receptor (por ejemplo, un pozo de suministro de agua) aparentemente está fuera de la trayectoria del transporte de contaminantes de acuerdo con las determinaciones convencionales de gradiente hidráulico y parece estar a salvo de la contaminación que emana de un tanque enterrado. Sin embargo, el receptor extrae su agua de la misma fractura que transporta agua subterránea contaminada del tanque con fugas. Sin conocimiento de la dirección del flujo en la fractura, es difícil evaluar el riesgo para el receptor.

Un caso especial que cae en la categoría de acuíferos de roca es el karst, como se mencionó anteriormente en esta sección. Además de las cuestiones planteadas anteriormente, los paisajes kársticos se caracterizan por grandes vacíos de disolución en la roca subyacente, que pueden conducir agua subsuperficial en lo que son esencialmente canales. Esto puede conducir a velocidades lineales inusualmente altas (para aguas subterráneas) que alcanzan magnitudes que se acercan a kilómetros por día (**Figura 29**). Por lo tanto, las herramientas utilizadas para medios porosos o roca fracturada, que normalmente conducen agua a velocidades más bajas, pueden no ser adecuadas para medir los altos caudales en algunos entornos kársticos. Un método preferido para determinar la velocidad de las aguas subterráneas en entornos kársticos es el de trazadores de tintes (Aley, 2002). Estas pruebas se llevan a cabo mediante la introducción de tintes fluorescentes (más comúnmente) en sumideros u otros lugares de recarga y el monitoreo de manantiales aguas abajo para la aparición de los tintes. El éxito del método depende en gran medida de los bajos límites de detección (partes por billón de alcance) posibles con los tintes fluorescentes. El método se utiliza más comúnmente para identificar las direcciones generales de flujo y los tiempos de primera *llegada* de los colorantes en los manantiales. Los detalles de las vías tomadas entre las fuentes y los manantiales no son generalmente detectables por este método. Además, las velocidades lineales promedio, basadas en el tiempo de viaje del centro de masa del trazador, no son posibles de determinar en muchos casos; el rango del balance de masa de trazador (masa detectada en manantiales/masa liberada) es <1% a casi 100%, con un valor medio de alrededor del 5% (Tom Aley, comunicación personal). Las pruebas más exitosas para lograr balances de masa de trazador son aquellas que implican flujo a través de una sola "tubería", o vía similarmente simple. Se cree que las recuperaciones de masa más pobres son el resultado de una combinación de dilución en los canales del subsuelo, donde es posible una mezcla turbulenta, y drenaje distributivo que ocurre en muchos sistemas kársticos. La pérdida de masa de trazador a la matriz rocosa también es posible donde la porosidad primaria de la matriz es notable, como en muchas rocas sedimentarias clásticas. Además, en algunos

casos, la pérdida de trazador a transformaciones bióticas o abióticas puede ocurrir. Aunque los tintes generalmente se seleccionan para minimizar esta posibilidad durante el período de tiempo de una prueba (horas a semanas).

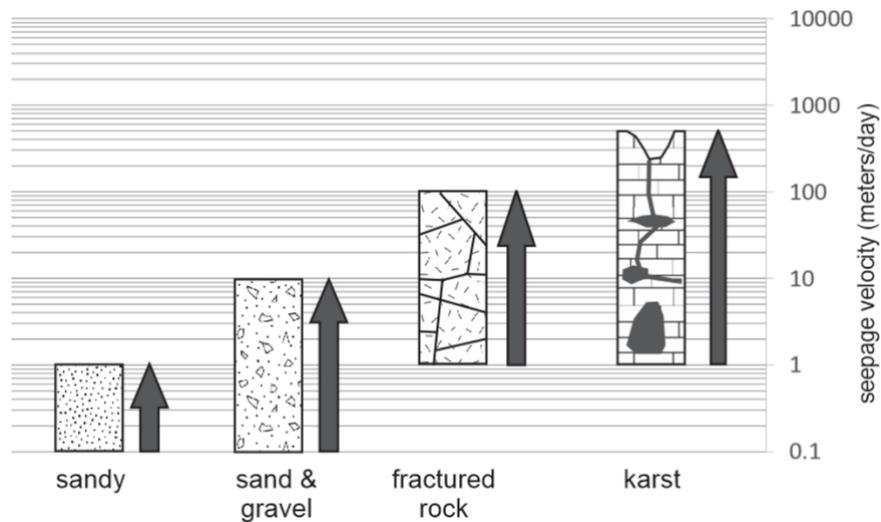


Figura 29 - Rangos de velocidad aproximados y típicos de filtración para varias configuraciones de acuíferos (John Cherry, Tom Aley, personal communication, 2020). Condiciones específicas de sitio pueden ampliar estos rangos para casos específicos.

Dejando de lado configuraciones kársticas por un momento, fracturas en roca tienden a ser aberturas a escala de micras, por lo tanto, son incapaces de conducir un gran flujo de agua de forma individual (tenga en cuenta que los conjuntos de fracturas pueden conducir acumulativamente volúmenes de aguas subterráneas que rivalizan con los acuíferos de medios porosos). Sin embargo, lo que les falta en volumen, lo pueden compensar en velocidad. La pequeña apertura de una fractura se comporta como el pequeño espacio entre el pulgar y la manguera en la **Figura 4**, por lo que las tasas de transporte en fracturas pueden ser sorprendentemente altas, muchos metros por día. Como resultado, el tiempo entre una liberación de contaminantes y una detección en un receptor puede ser gravemente pequeño, dejando relativamente poco tiempo para tomar medidas preventivas o reactivas.

Otro desafío encontrado en los medios fracturados es la creación involuntaria de nuevos caminos de flujo por perforaciones que cruzan fracturas aisladas en condiciones naturales (**Figura 28b**). Este tipo de conexiones no deseadas pueden propagar elementos de zonas contaminadas a zonas limpias, así como oscurecer las direcciones y magnitudes de flujo ambiental en los acuíferos (Sterling et al., 2005). Además, incluso sin interconectar pozos, las fracturas que están hidráulicamente inactivas o secas en condiciones normales (promedio) pueden volverse hidráulicamente activas en momentos en que las tasas de recarga son altas y los niveles de agua en el suelo suben, por ejemplo, después de las tormentas. Esto puede resultar en cambios inesperados en las direcciones y tasas de

migración de contaminantes en comparación con los observados en condiciones "normales".

Los desafíos son considerables, pero los métodos están disponibles —y se están desarrollando o adaptando nuevos métodos— para asumir esos desafíos. Como se mencionó anteriormente, un método favorecido y bien establecido para investigar el transporte en sistemas fracturados o karst es la introducción de tintes trazadores cerca de áreas de origen sospechosos y el monitoreo de sus avances en puntos seleccionados aguas abajo, comúnmente en manantiales naturales, pero también en pozos, y zonas de descarga en lechos de arroyos o lagos. El trazado con tintes se utiliza de manera más eficaz para identificar las trayectorias de flujo preferidas, lo que es ideal para evaluar las vías en acuíferos de roca fracturados. El método elude las suposiciones implícitas en los cálculos de la Ley de Darcy y aborda tres preguntas principales (Aley, 2002): 1) ¿hacia dónde va el agua subterránea? 2) ¿Cuánto tiempo se tarda en llegar allí? 3) ¿Qué sucede con los solutos (sustancias disueltas en aguas subterráneas) en el camino? Desafortunadamente, como se mencionó anteriormente, la masa conocida de trazador liberada al subsuelo rara vez se recupera en los lugares de descarga, por lo que grandes fracciones del trazador tienen destinos desconocidos. En general, cuanto mayor sea la escala de la prueba del trazador, menor será la fracción de masa del trazador recuperada. Sin embargo, se puede extraer mucha información de estas pruebas. La pregunta 1 se responde sobre la base de qué puntos supervisados detectan el trazador, y la pregunta 2 se aborda sobre la base del momento de la primera detección en cada uno de estos puntos. Las respuestas a estas preguntas tenderán a estar más influenciadas por las vías altamente conductoras en el acuífero, que pueden ser ventajosas en muchas circunstancias, pero no identificarán los mecanismos por los cuales, o lugares donde se acumula el trazador (y por lo tanto el contaminante). Responder a la tercera pregunta puede ayudar a este respecto. Una estrategia para abordar la pregunta 3 es la inclusión de múltiples trazadores en una prueba, cada uno con características de transporte únicas, incluyendo la partición en líquidos orgánicos como productos petrolíferos, disolventes (colectivamente conocidos como líquidos en fase no acuosa, o NAPL), y la comparación del tiempo y las recuperaciones masivas de los diversos trazadores en los puntos de muestreo (Geyer et al., 2007).

Los desarrollos más recientes para la medición directa del flujo de aguas subterráneas o la velocidad en medios fracturados tienden a ser métodos de perforación. Los avances en los métodos geofísicos de pozos son relevantes para medir la velocidad de las aguas subterráneas en perforación de rocas fracturadas, pero están fuera del alcance de esta discusión. Estas herramientas de perforación, muchas de las cuales han sido presentadas en las secciones anteriores de este libro, son particularmente adecuadas para la caracterización de rocas fracturadas cuando pueden aislar fracturas individuales, o conjuntos de fracturas estrechamente espaciados, para pruebas. El IWPVP es un ejemplo de una herramienta que se puede implementar para centrarse en características específicas

a pequeña escala como estas. Además, los métodos de dilución de pozos pueden centrarse en fracturas individuales, si se utilizan junto con packers. El PFM fue rediseñado para convertirse en el FRPFM al inyectar trazadores fluorescentes en un tejido elástico e inflable que se mantiene en su lugar en un pozo entre packers. El dispositivo se emplaza a profundidades correspondientes a lugares de fractura y el flujo de las fracturas deja un registro visible, bajo luz ultravioleta, donde los trazadores se filtran desde la tela.

Los revestimientos FLUTE™ ofrecen algunas oportunidades interesantes para la caracterización de acuíferos de roca fracturados (**Figura 30**). FLUTE es una manga que se instala en un pozo que sella eficazmente el agujero y evita el flujo de profundidad cruzada (Keller et al., 2013). Los perfiles de presión recogidos a medida que se instala pueden proporcionar información sobre las profundidades y transmisividades de las fracturas. Si se instala un sensor de temperatura fuera del revestimiento antes de la instalación, las profundidades donde se producen variaciones de temperatura indican el flujo de agua y las ubicaciones de fractura. En principio, los termistores o el cable óptico (detección de temperatura distribuida, DTS) se pueden utilizar para recopilar dichos perfiles de temperatura.

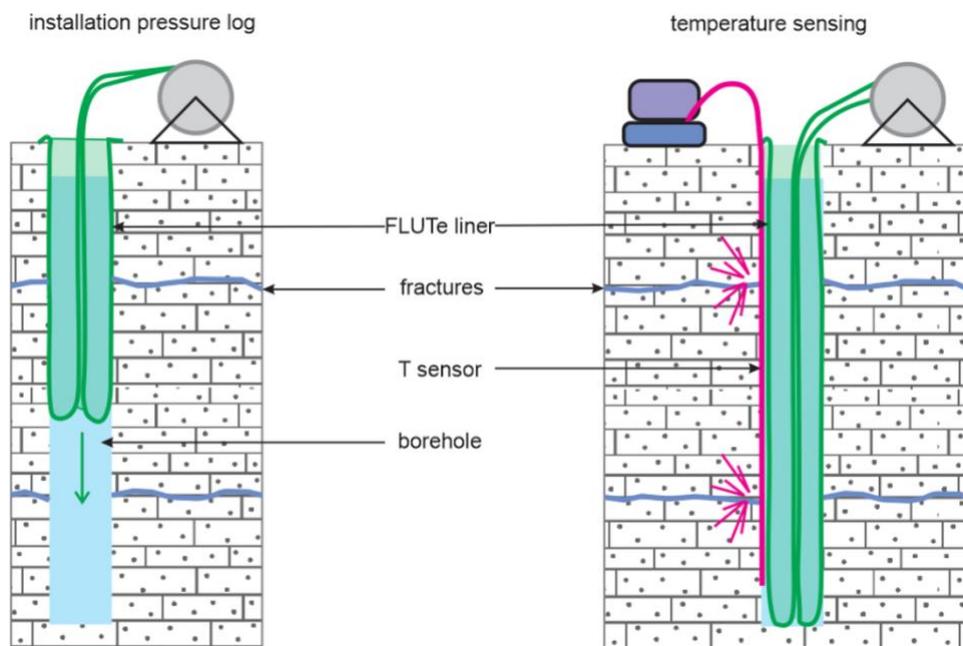


Figura 30 - Esquema del revestimiento FLUTE como base para caracterizar medios fracturados. Tanto los perfiles de presión como los perfiles de temperatura (utilizando sensores T) se pueden utilizar para identificar la ubicación de las fracturas. La determinación de los caudales en las fracturas es otro objetivo para la tecnología.

La **Tabla 2** proporciona un resumen de las tecnologías seleccionadas utilizadas para caracterizar el flujo y la velocidad de las aguas subterráneas en roca fracturada directamente.

Tabla 2 - Resumen de las tecnologías seleccionadas utilizadas para caracterizar el flujo y la velocidad de las aguas subterráneas en roca fracturada

Método	Escala	Ejemplos	Instrumentación/Descripción
Métodos basados en Darcy	separación entre pozos generalmente, ~ 10 m a ~ 100 m investigaciones locales a regionales comunes riesgo de interpretación engañosa a menos que se valide la suposición equivalente de medio poroso (EPM)	investigación convencional del sitio basada en el estudio del nivel del agua y la estimación de la conductividad hidráulica (K)	pozos y cintas de nivel del agua o sondas medir la cabeza en los pozos para el gradiente a través del dominio y obtener el valor K del dominio – la colección de data requiere minutos por pozo se pueden realizar pruebas de packer para caracterizar las propiedades hidráulicas de las fracturas para apoyar los cálculos de Darcy
Pruebas de trazador	metros a kilómetros	trazadores de tintes (Aley, 2002)	trazador vertido en pozo o zona de recarga trazador detectado por muestreo de agua o con muestreadores pasivos de sorbente sólido
		isótopos (Cook, 2020)	inyección activa seguida de muestreo de agua muestreo sólo después de la introducción del trazador por derrame o fuente natural
		sales (Luhmann et al., 2012)	inyección activa seguida de muestreo de agua
		coloides (McKay et al., 2000)	inyección activa con un sistema de extracción e inyección de dos pozos
		gases disueltos (por ejemplo, Et , SF_6) (Gupta et al., 1994; Vulava et al., 2002)	inyección activa seguida de muestreo de agua
Técnicas de pozo único	medidas a escala de centímetros orientadas a lugares donde las fracturas cruzan el sondaje patrones de flujo de mayor escala posibles con múltiples pozos e información gratuita de otros métodos	dilución de pozos y FVPD (Brouyere et al., 2008)	packers para aislar la sección de interés, sistema de inyección de trazador, muestreo / datalogging
		Revestimiento FLUTE registro de presión Perfil de temperatura (Peheme et al., 2010)	perfila de presión durante la instalación puede identificar profundidades de fracturas importantes perfil de temperatura junto al revestimiento para identificar zonas de alto flujo de agua con calentamiento y posterior retorno a las temperaturas de fondo, los caudales pueden ser inferidos
		FRPFM (PFM de roca fracturada) (Levison y MacDonald, 2014)	instrumento suministrado por el proveedor, suspendido en pozo durante días a semanas, sistema de packer requerido retomar al proveedor para su análisis
		ORP (perfil de oxidación-reducción) (Sale et al., 2020)	sensores suspendidos en pozo, detección pasiva de variaciones en la química redox del agua con la profundidad – profundidades de mayores variaciones sugieren profundidades de flujo de agua desde fracturas requiere datalogger para una recopilación de datos más larga
		IWPVP (Osorno et al., 2018)	instrumento colocado a través de la fractura para pruebas requiere sistema de inyección y datalogger

5 Resumen

El estudio y caracterización de los sitios contaminados, generalmente con el objetivo de decidir, diseñar y posteriormente implementar acciones correctivas — o decidirse por mecanismos naturales de atenuación para lograr la limpieza — depende de una buena comprensión de los mecanismos que causan el transporte y la atenuación de contaminantes. Esto ha llevado a poner mucho énfasis en los procesos que implican actividad microbiológica y reacciones químicas abióticas en el subsuelo, incluyendo aquellos que simplemente retardan el movimiento contaminante sin transformar los productos químicos. Sin embargo, ninguno de estos factores es suficiente para predecir la propagación de contaminantes en el suelo a menos que se combinen con una comprensión realista del sistema de flujo específico del sitio. Por lo general, la Ley de Darcy ha sido la base para describir los sistemas de flujo. El enfoque consiste en medir los niveles de agua en al menos tres pozos, y a partir de esto determinar un gradiente hidráulico y la dirección del flujo. A continuación, la conductividad hidráulica se estima por técnicas de laboratorio o de campo —y por lo general con una incertidumbre notable asociada a ella— y se calcula un flujo de Darcy. Posteriormente, las velocidades de filtración se estiman con la consideración adicional de la porosidad efectiva. Además, el espaciado entre pozos en este tipo de investigaciones a menudo conduce a un promedio espacial de las variaciones de flujo en el subsuelo. Esta metodología ha demostrado ser lo suficientemente eficaz a lo largo de varias décadas que las metodologías alternativas se han utilizado con moderación. Nuestra comprensión moderna de la hidrogeología contaminante ha revelado la ubicuidad y la importancia de la heterogeneidad subsuperficial. Hay una apreciación cada vez mayor de que los acuíferos son difíciles de caracterizar con métodos convencionales que generalmente se aplican a escalas de decenas de metros o más. En un campo que depende de la identificación y el tratamiento de contaminantes en concentraciones tan bajas como las partes por billón, un conocimiento muy detallado del sistema de flujo prevaleciente es altamente ventajoso si los esfuerzos de limpieza tienen la oportunidad de tener éxito. El conocimiento perfecto de las tasas de biodegradación, las reacciones minerales y la sorción son insuficientes para predecir el destino de los contaminantes y el transporte, las tasas de mezcla, las descargas masivas o el consumo de capacidades de amortiguación de acuíferos a menos que las velocidades de flujo de agua subterránea también sean bien conocidas.

Las tecnologías desarrolladas para complementar los estudios convencionales basados en Darcy tienden a depender de trazadores para inferir la naturaleza del flujo. Estos pueden implementarse utilizando múltiples pozos, como en pruebas de trazador entre pozos, o pozos individuales, como es el caso con métodos de dilución de puntos, medidores de flujo pasivos, caudalímetros de pulso de calor, medidores de flujo pasivos, borescope coloidales o sondas de

velocidad puntual de pozo. Un subconjunto de tecnologías aboga por el despliegue de instrumentos en contacto directo con el material del acuífero, dentro de pozos dedicados, para evitar complicaciones y distorsiones de flujo asociadas con paquetes de filtros y pantallas de pozos. El requisito de "contacto directo" de estos instrumentos limita actualmente su uso a acuíferos que colapsarán contra ellos, es decir, aquellos que comprenden medios porosos no consolidados y no-cohesivos. Dos ejemplos de estas tecnologías son el sensor de flujo permeable in situ (ISPFIS) y la sonda de velocidad de punto (PVP).

Muchas de las herramientas en desarrollo para mediciones de velocidad a pequeña escala en medios porosos también pueden ser adaptables para su uso en medios fracturados. Los medios fracturados plantean una variedad de desafíos especiales para los estudios de caracterización de acuíferos. Estos incluyen la identificación y caracterización de conductos importantes para el flujo, y la determinación de las direcciones de flujo que pueden desviarse sustancialmente de las pronosticadas por los mapas de nivel de agua. Tradicionalmente, el enfoque de Darcy es fiable si se justifica una suposición de EPM. De lo contrario, los trazadores son eficaces para obtener imágenes a gran escala de dónde fluye el agua y las longitudes de los tiempos de tránsito. Los trazadores también pueden ser eficaces en estudios a menor escala, pero aquí compiten con pruebas de agujero único que pueden ser menos costosas y posiblemente más controladas. Las técnicas de agujero único que se pueden adaptar para medir pequeños intervalos en un pozo son las mejor posicionadas para arrojar luz sobre el transporte en medios fracturados. Estas tecnologías van desde instrumentos que miden el flujo en fracturas individuales hasta aquellos que pueden caracterizar a todo un pozo en una sola operación.

La hidrogeología de contaminantes es un campo aplicado que depende de muchas ciencias y los persuade de "jugar juntos". Las reglas generales que aseguran que estos compañeros de juego sean armoniosos son las que rigen dónde, y qué tan rápido se mueven las aguas subterráneas. El futuro promete proporcionarnos herramientas que harán que las observaciones de los sistemas de flujo en el tiempo y el espacio sean más detalladas y asequibles que nunca. Este pronóstico es un buen augurio para el futuro de la hidrogeología y nuestros esfuerzos en curso para recuperar acuíferos contaminados.

6 Ejercicios

Para realizar estos ejercicios, descargue la hoja de cálculo interactiva de Microsoft-Excel titulada "**GWP_Velocity_Exercises.xlsx**", así como las soluciones de ejercicios en la hoja de cálculo titulada "**KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsx**" desde el sitio web gw-project.org en la página del libro [Groundwater Velocity book page](#)[↗]. Al abrir la hoja de cálculo, puede recibir un mensaje sobre *habilitar contenido*, *actualizar contenido* o *referencias circulares*. Continúe haciendo clic en *permitir contenido*, no *actualizar contenido* y haciendo clic en Aceptar para referencias circulares. Es posible que desee guardar las hojas con otro nombre para conservar una copia en su condición original mientras trabaja en una copia revisada. La hoja de cálculo KeyFile_GWP_Velocity_Exercises incluye las preguntas y ejercicios de la hoja de cálculo GWP_Velocity_Exercises, así como las soluciones.

Conjunto de Ejercicios 1

Si aún no ha descargado las hojas de cálculo para los ejercicios y sus soluciones que se presentan en este libro, puede hacerlo en el sitio web gw-project.org en la página de libros [Groundwater Velocity book page](#) descargando la hoja de cálculo interactiva de Microsoft-Excel titulada "GWP_Velocity_Exercises.xlsm" y "KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsm".

1. Abra la hoja de cálculo "GWP_Velocity_Exercises.xlsm". Puede recibir un mensaje sobre cómo habilitar contenido, actualizar contenido o referencias circulares. Continúe haciendo clic en habilitar contenido, no actualizar contenido y haciendo clic en Aceptar para referencias circulares. A continuación, ir a la pestaña para el 'Ejercicio 1'. Considerar el medio poroso simplificado mostrado. Así como los acuíferos compuestos de sedimentos granulares están apilados de manera imperfecta, este esquema muestra espacios vacíos entre los granos (azul en la **Figura Ejercicio 1-1a**). En la hoja de cálculo, arrastrar los granos individuales desde el medio poroso 'real' hasta el recipiente vacío ilustrado en la **Figura Ejercicio 1-1**. Apile los granos sin espacios entre ellos (es decir, termine el proceso iniciado en la **Figura Ejercicio 1-1c**). Supongamos que el área de cada grano es de 4 unidades cuadradas.

¿Cuál es la fracción de espacio abierto al espacio total, es decir, la porosidad total, en el medio poroso?

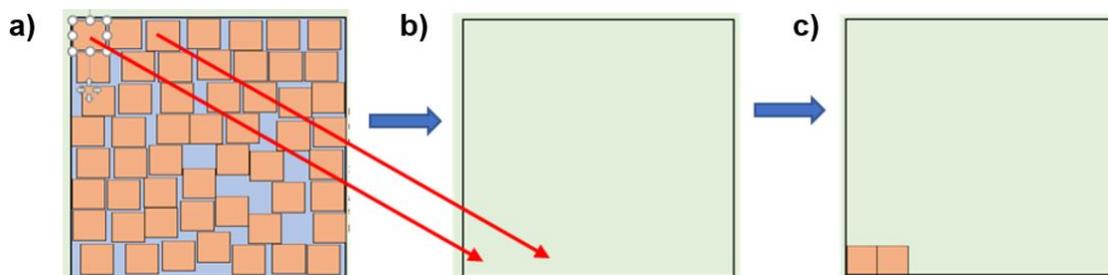


Figura Ejercicio 1-1 - a) Los granos apilados imperfectamente de una muestra de acuífero se moverán al panel b) el espacio total de la muestra para que en c) se apilen en una disposición estrechamente embalada.

La solución para el ejercicio 1-1 comienza en la fila 6 de la pestaña Solutions de KeyFile GWP Velocity Exercises.xlsm

- Ahora, desplázate hacia abajo en la hoja de cálculo para ver el medio poroso con granos ovalados en la fila 24. Cada uno de estos granos tiene la misma área que los granos cuadrados en la pregunta 1 del Conjunto de Ejercicios 1.

¿Cuál es la porosidad total de este medio? Justifique su respuesta sobre un argumento puramente cualitativo (sin cálculos).

Los granos ovalados pueden aislar las bolsas de espacio del 'acuífero', es decir, los poros. Cuente el número de poros aislados. A los efectos de este ejercicio, considerar que los poros aislados individuales o pares de poros de forma aislada constituyan poros "sin salida". Tres o más poros conectados no representan dicha condición "sin salida". el colorear los poros sin salida podría ayudar al proceso como se muestra en la Figura Ejercicio 1-2.

Suponiendo que cada poro tenga un área de 1 unidad cuadrada, reste el área de los poros sin salida del área total del espacio abierto y vuelva a calcular la porosidad.

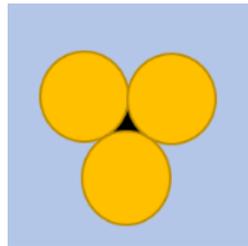


Figura Ejercicio 1-2 -
Ejemplo de coloración
en un poro cerrado.

Esta porosidad recalculada se llama *la porosidad efectiva* ya que representa la porosidad capaz de transmitir agua.

La solución para el ejercicio 1-2 comienza en la [fila 27 de la pestaña Solutions de KeyFile GWP Velocity Exercises.xlsm](#)

- Desplazarse más abajo en la hoja de cálculo y considerar el medio poroso con dos tamaños de granos ovalados. Arrastre todos los granos pequeños (1 unidad cuadrada cada uno) y colóquelos en los espacios entre los granos grandes (4 unidades cuadradas cada uno) en el 'acuífero' vecino. Esto es análogo a hacer que el medio esté menos bien ordenado.

Recalcular las porosidades totales y efectivas con los granos pequeños añadidos al medio poroso. Compare ambas con las respuestas obtenidas en (1) y (2) y explique las razones de cualquier diferencia.

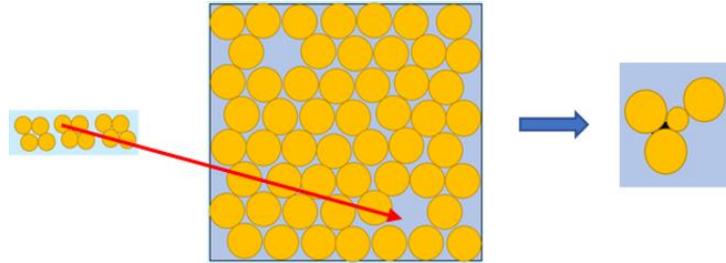


Figura Ejercicio 1-3 - Arrastre los granos pequeños a la muestra para rellenar los poros entre los granos más grandes y coloree los poros que están desconectados de los otros poros.

La solución para el ejercicio 1-3 comienza en la fila 48 de la pestaña Solutions de KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsm

Conjunto de Ejercicios 2

Si aún no ha descargado las hojas de cálculo para los ejercicios y sus soluciones que se presentan en este libro, puede hacerlo en el sitio web gw-project.org en la página de libros [de Groundwater Velocity](#) [↗] descargando las hojas de cálculo interactivas de Microsoft-Excel tituladas "GWP_Velocity_Exercises.xlsm" y "KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsm".

1. Considere el diagrama conceptualizado de un acuífero que se muestra en la Figura Ejercicio 2-1. Un hidrogeólogo afortunado colocó dos pozos en el suelo en este sitio y de alguna manera los alineó perfectamente con la dirección del flujo. Como resultado, estos dos pozos son todos los que se necesitan para estimar el flujo de Darcy y la velocidad de filtración en el acuífero.

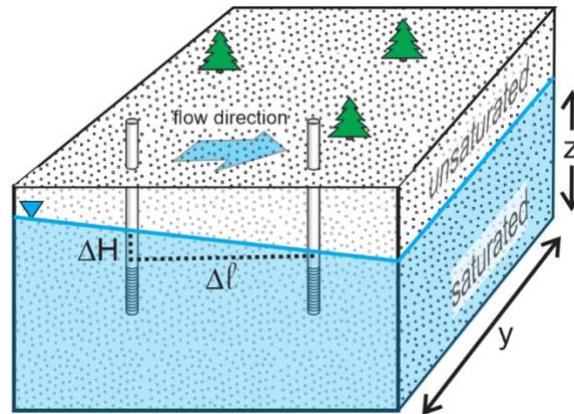


Figura Ejercicio 2-1 - Un hidrogeólogo afortunado colocó dos pozos en el suelo en este sitio que están alineados perfectamente con la dirección del flujo.

Abra la hoja de cálculo "GWP_Velocity_Exercises.xlsm". Puede recibir un mensaje sobre cómo habilitar contenido, actualizar contenido o referencias circulares. Continúe haciendo clic en habilitar contenido, no actualizar contenido y haciendo clic en Aceptar para referencias circulares. A continuación, ir a la pestaña 'Ejercicio 2'. Note que los pozos están a 20 m de distancia (Δl) con una diferencia en los niveles de agua entre ellos de 0,02 m (ΔH). El trabajo previo en los pozos condujo a una estimación de $K = 20$ m/d para el acuífero. Los sedimentos son predominantemente de arena, y la porosidad efectiva (n_e) se estima en 0,28.

Dadas las ecuaciones para el flujo de Darcy y velocidad de filtración dada en la hoja ejercicio 2, calcule estas cantidades en el espacio proporcionado en la hoja.

La solución para el ejercicio 2-1 comienza en la fila 71 de la pestaña Soluciones de KeyFile GWP_Velocity_Exercises.xlsm

2. Desplázate hacia abajo hasta la fila 31 y considerar el diagrama conceptualizado de un acuífero como se muestra en la Figura Ejercicio 2-2. En este caso, un hidrogeólogo más experimentado colocó tres pozos en el suelo, confiado en que no importa cuál fuera la dirección del flujo, se podría determinar, por lo que no se necesitaría suerte.

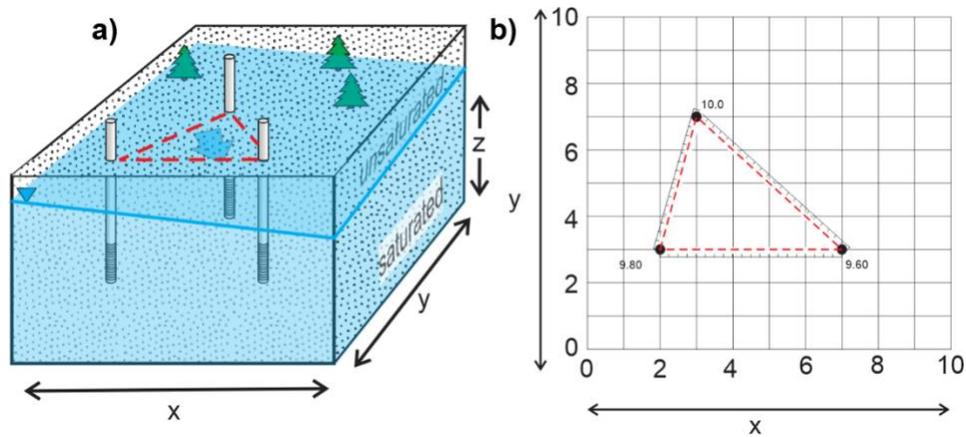


Figura Ejercicio 2-2 - Un diagrama conceptualizado de un acuífero con a) tres pozos utilizados para investigar el sitio con el fin de estimar tanto la dirección del flujo como la velocidad; y, b) un mapa que muestra las posiciones relativas de los pozos y la elevación del nivel del agua en cada pozo.

Las escalas (unidades arbitrarias) proporcionadas en el mapa de la Figura Ejercicio 2-2b y en la pestaña Ejercicio 2 de la hoja de cálculo "GWP_Velocity_Exercises.xlsx" se pueden utilizar para determinar la distancia entre los pozos.

Los trabajos previos en los pozos condujeron a una estimación de K de 20 m/d para el acuífero. Los sedimentos son predominantemente de arena, y la porosidad efectiva (n_e) se estima en 0,28.

Utilice la construcción gráfica para determinar la dirección del flujo, en relación con el norte (el norte está alineado con la dirección positiva del eje y), y el gradiente hidráulico interpolando para encontrar la ubicación de 9,8 entre el pozo norte y este, trazando una línea desde ese punto hasta el pozo oeste y construyendo un perpendicular a esa línea desde el pozo norte.

Dadas las ecuaciones para el Flujo de Darcy y velocidad de filtración proporcionada en la hoja ejercicio 2, calcule estas cantidades para el sistema de la Figura Ejercicio 2-2 en el espacio proporcionado en la hoja.

La solución gráfica para el ejercicio 2-2 se extiende desde la fila 97 hasta la fila 114 de la pestaña Soluciones de KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsx

El punto 3 a continuación describe un enfoque matemático versus gráfico para resolver un problema de tres puntos.

3. Hay varias maneras de resolver el problema de los tres puntos, pero una manera que se presta a encontrar el gradiente (y su dirección) de una superficie freática con tres-pozos, o más, implica álgebra matricial como se muestra en la **Figura Ejercicio 2-3**.

Equation of a plane: $z = ax + by + c$ where z = water levels, x and y are the map coordinates of the well, and a , b , c are constants to be determined. With three wells, the equation can be written 3 times, once for each well,

$$z_1 = ax_1 + by_1 + c$$

$$z_2 = ax_2 + by_2 + c$$

$$z_3 = ax_3 + by_3 + c$$

In matrix form this can be written

$$\begin{bmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} z_1 \\ z_2 \\ z_3 \end{bmatrix}$$

Or more succinctly: $[A][c]=[z]$ where $[c]$ refers to the coefficients, a,b,c , $[D]$ refers to the water level vector, and $[A]$ refers to the coordinate matrix. The solution to this equation, i.e., the form that allows the elements of $[c]$ to be determined is:

$$[A][c] = [D]$$

$$[A]^T[A][c] = [A]^T[D]$$

$$[[A]^T[A]]^{-1}[A]^T[A][c] = [[A]^T[A]]^{-1}[A]^T[D]$$

$$[c] = [[A]^T[A]]^{-1}[A]^T[D]$$

These matrix operations are performed on the Exercise 2 sheet and the coefficients a,b,c are then used to estimate the gradient and direction of the water table.

$$\text{flow angle in radians} = \arctan\left(\frac{b}{a}\right)$$

$$\text{gradient} = i = \sqrt{\left(\frac{a}{c}\right)^2 + \left(\frac{b}{c}\right)^2}$$

Figura Ejercicio 2-3 - Uso de álgebra matricial para resolver un problema de tres puntos para encontrar la magnitud y dirección del gradiente hidráulico de una superficie freática con tres, o más, pozos.

Abra la hoja de cálculo "GWP_Velocity_Exercises.xlsm". Puede recibir un mensaje sobre cómo habilitar contenido, actualizar contenido o referencias circulares. Continúe haciendo clic en habilitar contenido, no actualizando contenido y haciendo clic en Aceptar para referencias circulares. A continuación, haga click en la pestaña de 'Ejercicio 2' y rellene la tabla a partir de la fila 69 para verificar la solución gráfica que obtuvo para el conjunto de ejercicios 2, #2.

Dadas las ecuaciones para el flujo de Darcy y velocidad de filtración dada en la hoja ejercicio 2, calcule estas cantidades en el espacio proporcionado en la hoja.

La Solución para el ejercicio 2-3 se extiende desde la fila 116 hasta la fila 164 de la pestaña Soluciones de KeyFile GWP Velocity Exercises.xlsm

Conjunto de Ejercicios 3

Si aún no ha descargado las hojas de cálculo para los ejercicios y sus soluciones que se presentan en este libro, puede hacerlo en el sitio web gw-project.org en la página de libros [de Groundwater Velocity](#) descargando las hojas de cálculo interactivas de Microsoft-Excel tituladas "GWP_Velocity_Exercises.xlsm" y "KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsm".

Abra la hoja de cálculo "GWP_Velocity_Exercises.xlsm". Puede recibir un mensaje sobre cómo habilitar contenido, actualizar contenido o referencias circulares. Continúe haciendo clic en habilitar contenido, no actualizando contenido y haciendo clic en Aceptar para referencias circulares. A continuación, hacer click en la pestaña Ejercicio 3 y mire el dominio del modelo de prueba de trazadores entre pozos (área en verde) como se muestra en la **Figura Ejercicio 3-1**. Las dispersividades se establecen en 0,1 m en la dirección de flujo y 0,01 m en la dirección transversal. Por encima del dominio del modelo, el área sombreada en azul contiene tres variables de entrada

- 1) la velocidad de filtración en m/d
- 2) la dimensión del pulso del trazador (centrada en el pozo de inyección) en la dirección del flujo
- 3) la dimensión del pulso del trazador (centrada en el pozo de inyección) transversal al flujo

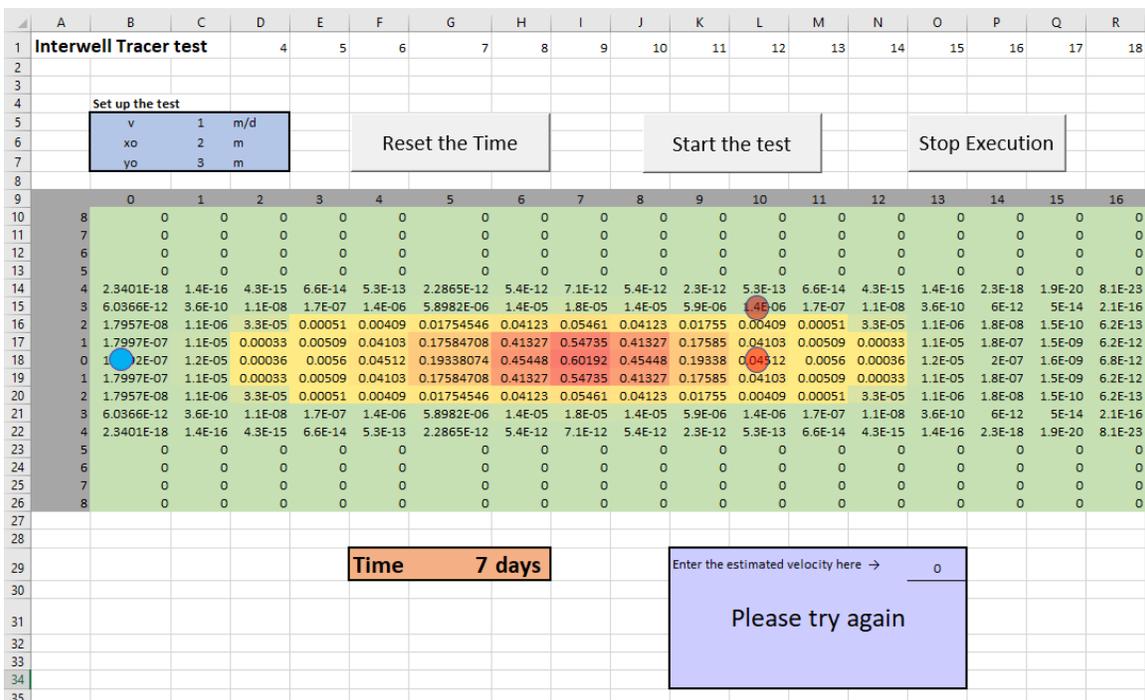


Figura Ejercicio 3-1 - Modelo dominio y parámetros para el conjunto de ejercicios 3 1.

Esta pluma se calcula en un plano bidimensional suponiendo un espesor unitario en la tercera dimensión (en la página) con condiciones uniformes en todo el modelo en esa dirección.

Se proporcionan tres botones de control:

- 1) Botón "Restablecer la hora" que restablece el modelo a las condiciones iniciales, en el tiempo = 0 días inmediatamente después de inyectar el trazador.
- 2) Botón 'Iniciar la prueba' para iniciar el reloj (y el flujo) en la prueba.
- 3) El botón 'Detener ejecución' suspende la simulación. Una vez que este botón está presionado, la prueba no se puede reanudar. Una nueva prueba debe iniciarse pulsando una vez más el botón de reinicio y, a continuación, el botón de inicio.

Debajo del dominio hay un reloj, con escritura en **negrita** y un fondo naranja. El reloj informa de la hora en días posteriores a la inyección.

A la derecha del dominio del modelo hay dos gráficos. La superior muestra la concentración de trazador a lo largo de una línea que corre de izquierda a derecha a través del centro de la pluma en cada instante en el tiempo. Este es un "perfil del pulso", como se muestra en la Figura Ejercicio 3-1a. La línea roja discontinua en la **Figura Ejercicio 3-1a** muestra la ubicación del pozo en el centro de la pluma. El otro gráfico muestra la historia del trazador en cada uno de los dos pozos situados a 10 m del pozo de inyección. Uno está ubicado en la línea central y el otro está ubicado a un lado. Los gráficos de concentración frente al tiempo se conocen como "curvas de avance", como se muestra en la **Figura Ejercicio 3-1b**.

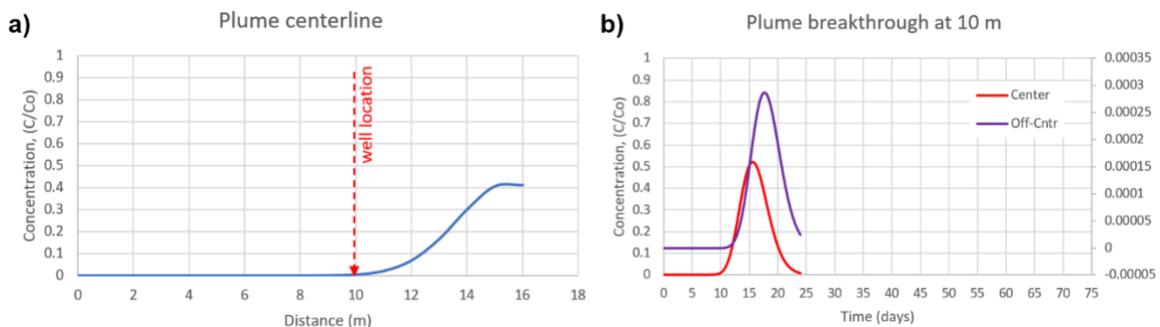


Figura Ejercicio 3-2 - a) Concentración de trazador a lo largo de la línea central de la pluma en cada instante en el tiempo que es un 'perfil del pulso' con la línea discontinua roja mostrando la ubicación del pozo. b) B curvas de avance de la concentración en cada uno de los dos pozos situados a 10 m del pozo de inyección.

Inicio de una prueba de trazador entre pozos:

La primera vez que se acceda a la hoja, la entrada de velocidad en el área de entrada (azul) estará en blanco. Esta es la condición correcta para iniciar una prueba en la que el usuario debe

determinar una velocidad elegida por la hoja. Al final de la prueba, después de que el usuario haya presionado el botón "detener ejecución", la estimación del usuario de v se puede escribir en la celda O29 y la hoja informará de "¡Success!" o "Please try again".

1. Si el usuario desea ver una prueba con una velocidad determinada, el valor introducido por el usuario se puede escribir en la celda C5 y el modelo se ejecutará con esa velocidad.

Para iniciar una prueba, pulse "Reset the Time" seguido de "Start the Test". El trazador comenzará su viaje desde el pozo de inyección hasta los pozos de monitoreo.

Introduzca una velocidad de 1 m/d en C5 y ejecute una simulación. ¿Cuántos días pasan antes de que el pico del pulso del trazador llegue al pozo en la línea central?

***La Solución** para el **ejercicio 3-1** se extiende desde la fila 169 hasta la fila 186 de la pestaña Soluciones de KeyFile GWP Velocity Exercises.xlsm*

2. Elimine la entrada en C5 para que la entrada de velocidad esté en blanco. Restablezca la hora e inicie la prueba de nuevo.

Esta vez tenga en cuenta el tiempo necesario para que el pico de pulso del trazador alcance el pozo a 10 m de distancia y calcule la velocidad de las aguas subterráneas. Introduzca este valor en O29 y determine si su respuesta es correcta o no.

***La Solución** para el **ejercicio 3-2** se extiende desde la fila 187 hasta la fila 205 de la pestaña Soluciones de KeyFile GWP Velocity Exercises.xlsm*

3. En el ejercicio 3-2, la velocidad se estimó a partir de la hora de llegada del pico. ¿Es esta la mejor parte de la curva a utilizar?

Ejecute las pruebas con la entrada que se muestra en la Figura Ejercicio 3-3 y repita las pruebas para $x_0 = 2, 4$ y 6 cambiando efectivamente el tamaño de origen. Tenga en cuenta la hora de llegada de $C = 0,1$, $C = 0,5$ (en relación con la concentración máxima que cruza el monitor en la línea central), y el pico y calcular la velocidad aparente de cada uno. ¿Cuál es el valor más cercano a 1? Explique lo que está sucediendo aquí.

v	1	m/d
xo	2	m
yo	2	m

Figura Ejercicio 3-3 - Entrada para el modelo al realizar ejercicio 3 3.

La solución para el ejercicio 3-3 se extiende desde la fila 206 hasta la fila 226 de la pestaña Soluciones de KeyFile GWP Velocity Exercises.xlsm

4. Si usted ejecutó una prueba de trazador entre pozos con su pozo de monitoreo no en la línea central, ¿sería precisa la estimación de velocidad?

Responda a esto usando los gráficos de curvas de avance. Ejecute varias pruebas con la entrada yo variando entre 1 m y 8 m y registre la velocidad determinada desde cada monitor. Escriba una velocidad de 1 m en la celda de entrada v (celda C5) y deje xo a 2 m. Ejecute todas las simulaciones con este valor de velocidad fijo. ¿En qué condiciones están las estimaciones en el mejor acuerdo? ¿Lo peor?

La solución para el ejercicio 3-4 se extiende desde la fila 230 hasta la fila 248 de la pestaña Soluciones de KeyFile GWP Velocity Exercises.xlsm

Conjunto de Ejercicios 4

Si aún no ha descargado las hojas de cálculo para los ejercicios y sus soluciones que se presentan en este libro, puede hacerlo en el sitio web gw-project.org en la página de libros [de Groundwater Velocity](#) descargando las hojas de cálculo interactivas de Microsoft-Excel tituladas "GWP_Velocity_Exercises.xlsm" y "KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsm".

Abra la hoja de cálculo "GWP_Velocity_Exercises.xlsm". Puede recibir un mensaje sobre cómo habilitar contenido, actualizar contenido o referencias circulares. Continúe haciendo clic en habilitar contenido, no actualizando contenido y haciendo clic en Aceptar para referencias circulares. A continuación, hacer click en la pestaña Ejercicio 4 y mirar la interfaz. Hay dos áreas donde el usuario puede introducir valores de parámetros. En el rango B4 a C9 hay una tabla donde el usuario puede introducir las coordenadas x e y para 5 pozos (**Figura Ejercicio 4-1a**). Estos pozos serán muestreados para los niveles de agua tomados del modelo de flujo

automáticamente y sometidos a determinaciones de velocidad de punto, también realizadas automáticamente por la hoja cuando se lo solicite el usuario.

El segundo lugar para la entrada del usuario está en el rango R3 a R11. Aquí el usuario especifica aspectos del modelo de flujo (**Figura Ejercicio 4-1b**).

The image shows two parts of an Excel spreadsheet. Part (a) shows a table of well input coordinates and a 'Points Update' button. Part (b) shows a table of model parameters.

a) Well input

x	y	z=WL (m)	D
280	560	425.106	1
140	140	423.253	1
560	70	426.427	1
420	840	426.362	1
210	770	424.560	1

b) Parameter Value

Parameter	Value	Unit
dx	70	m
dy	70	m
n_e	0.3	
K_{high}	100	m/d
K_{mid}	NA	m/d
K_{low}	NA	m/d
K_{geom}	2.03	m/d
time	1825	days

Figura Ejercicio 4-1 - Áreas de la hoja de cálculo "GWP_Velocity_Exercises.xlsm" donde el usuario puede variar los valores de parámetro del modelo. a) Coordenadas de ubicación de pozos. b) Dispersividades, porosidad efectiva, conductividades hidráulicas y tiempo.

Dónde:

dx = el espacio entre nodos (celdas de hoja de cálculo) en el modelo que va de izquierda a derecha

dy = el espacio entre nodos (celdas de hoja de cálculo) en el modelo que sube hasta abajo

n_e = la porosidad efectiva

K_{high} = la conductividad hidráulica de los sedimentos más permeables

K_{mid} y K_{low} = disponibles para usuarios avanzados, pero no activos en la configuración predeterminada

K_{geom} = la media geométrica de la conductividad hidráulica en el dominio del modelo

$tiempo$ = el intervalo de tiempo utilizado para calcular las longitudes de vector de velocidad (con fines gráficos)

La Figura Ejercicio 4-1b enumera los valores predeterminados de estos parámetros de entrada que se utilizarán para los ejercicios siguientes.

Los cálculos realizados automáticamente en esta hoja se inician haciendo click en los botones que se muestran en La Figura Ejercicio 4-1a. Los botones Porous Medium 1 y Porous Medium 2 introducen dos distribuciones de conductividad hidráulica preestablecidas en el modelo. Estos dos medios se utilizan en los ejercicios siguientes. Los usuarios pueden introducir cualquier distribución K personalizada simplemente escribiendo sobre las entradas K en el rango R32 a AF46.

El análisis del sistema de flujo consta de 2 partes: 1) un análisis basado en los niveles de agua en los 5 pozos (**Figura Ejercicio 4-1a**) y la Ley de Darcy; y, 2) análisis de velocidad de puntos. Ambos análisis comienzan haciendo clic en el botón Actualización de puntos (**Figura Ejercicio 4-1a**).

Aparece un formulario de usuario (**Figura Ejercicio 4-2a**) cuando se hace clic en Actualización de puntos (**Figura Ejercicio 4-1a**) que permite a los usuarios introducir coordenadas de ubicación de pozo manual o automáticamente. La opción Autocompletar solicita a la hoja que seleccione aleatoriamente cinco ubicaciones para los pozos y los introduzca en la tabla de entrada. Los cálculos comienzan con la selección del botón Calc. Points. (**Figura Ejercicio 4-2a**). Si se selecciona la opción Autocompletar, esto implica la generación de las ubicaciones aleatorias de 5 pozos y el muestreo del modelo de flujo para las velocidades de punto, de lo contrario los valores introducidos manualmente aparecen en la entrada de pozo (**Figura Ejercicio 4-1a**). La salida de este muestreo se presenta en una tabla (rango B52 a F56, **Figura Ejercicio 4-2b**) y un gráfico (**Figura Ejercicio 4-2c**). El gráfico muestra las ubicaciones de los pozos como círculos naranjas y la dirección del flujo como líneas azules. Las longitudes de las líneas reflejan la velocidad del agua (magnitud de velocidad de filtración). El gráfico también muestra el resultado del análisis de Darcy. Esta velocidad y dirección se indica mediante un gran círculo rosa y flecha rosada en el centro del gráfico.

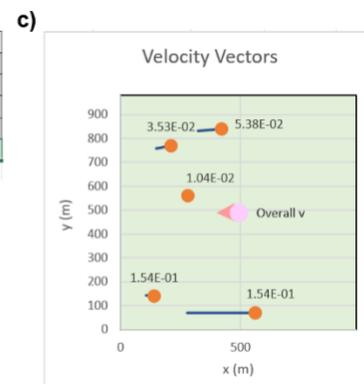
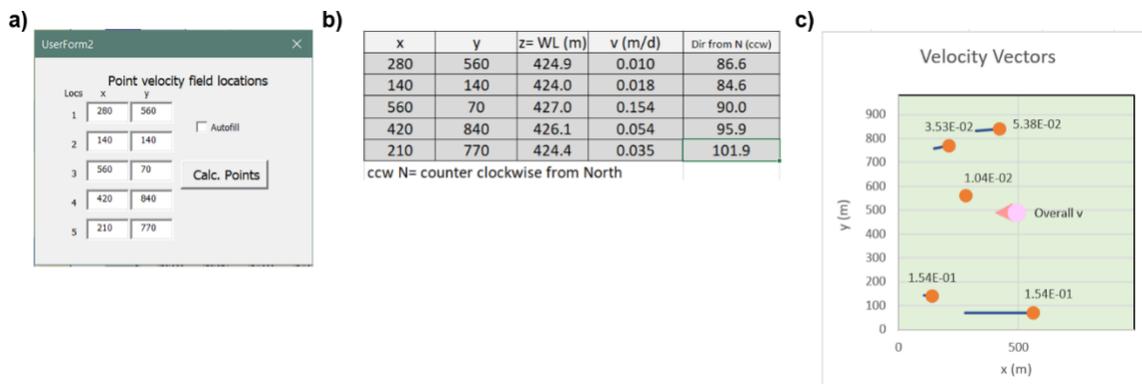


Figura Ejercicio 4-2 - a) Introducir ubicaciones de pozos) Magnitud de velocidad y dirección en cada pozo.
c) Ubicación de pozos con flechas de velocidad y velocidad general.

Si el usuario cambia la entrada a los valores mostrados en La Figura Ejercicio 4-1b, se debe volver a hacer clic en el botón Actualización de puntos, seguido de un clic en el botón Puntos Calc. para actualizar los resultados.

Se presenta un resumen de los análisis de velocidad de Darcy y punto en el rango B29 a D42 (**Figura Ejercicio 4-3a**). Las entradas de modelo seleccionadas se revisan en el área rosa. Los

resultados del análisis de matriz (calculado en las columnas J a O) y Darcy se dan en el área verde y el análisis de velocidad de punto se resume en el área amarilla.

a) Darcy estimated velocity			b)	
Kgeom	2.03	m/d	x	y
n_e	0.30		800	250
Estimates:			490	210
i	7.43E-03		420	700
q=Ki	0.015	m/d	250	400
v=q/ n_e	0.050	m/d	840	700
dir	90	° ccw N		
Point by point analysis				
v max	0.154	m/d		
v min	0.010	m/d		
v avg	0.054	m/d		
dir avg	92	° ccw N		

Figura Ejercicio 4-3 - Resumen de a) los análisis de velocidad de Darcy y de punto b) las ubicaciones x-y enumeradas de los pozos.

1. Introduzca las coordenadas x e y que se muestran en la Figura Ejercicio 4-3b en las celdas B5 a C9 de la hoja Ejercicio 4. Asegúrese de que los parámetros predeterminados del modelo de flujo que se muestran en la Figura Ejercicio 4-1b se introducen correctamente en el rango R4 a R11. Haga clic en el botón Porous Medium 1 para cargar ese acuífero. Haga clic en el botón Points Update de nuevo y, a continuación, haga clic en el botón Calc Points para actualizar los resultados.

Compare la estimación de Darcy de la velocidad de filtración con la velocidad media determinada a partir de las mediciones de puntos. Compare tanto la magnitud como la dirección del movimiento medio del agua.

A continuación, comente el rango de velocidades e indicaciones de agua identificadas por las mediciones de puntos. ¿Es esta variabilidad una preocupación? Explique por qué o por qué no.

*La solución para el **ejercicio 4-1** se extiende desde la fila 253 hasta la fila 282 de la pestaña Soluciones de KeyFile GWP Velocity Exercises.xlsm*

2. Cargar Porous Medium 2.

Repita (1) y extienda su respuesta contrastando la importancia de la variabilidad de la velocidad en los dos escenarios y las implicaciones para el transporte de contaminantes en estos dos acuíferos.

*La Solución para el **ejercicio 4-2** se extiende desde la fila 284 hasta la fila 302 de la pestaña Soluciones de KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsm*

3. Tanto para Porous Medium 1 como Para Porous Medium 2, rellenar automáticamente la tabla de ubicación del pozo y rellenar la fila 'Run 1' en las tablas proporcionadas en la hoja de cálculo (celdas B71 a H71) basar la salida en el rango B29 a D42 en la hoja Ejercicio 4 (revisar **Figura Ejercicio 4-3a**). Se proporciona una tabla de C64 a H68 donde se pueden copiar los valores calculados para en la corrida apropiada y usar paste-special para pegar como valores en la tabla siguiente en la línea de ejecución adecuada. Repita el proceso de autocompletar cinco veces, generando 5 escenarios de ubicación de pozo diferentes para completar la tabla para cada medio poroso.

Los investigadores a menudo no conocen los detalles de las estructuras del subsuelo antes de localizar pozos. Algunas ubicaciones de pozos pueden proporcionar información representativa que permite evaluaciones de riesgos razonables. Es posible que otras colocaciones de pozos no. Comenta el éxito o fracaso de las cinco ubicaciones de pozos resumidas en la tabla no completada a la derecha en la hoja "Preguntas" y las gráficas de caja y bigote proporcionadas inmediatamente debajo (como se completan en la hoja 'Soluciones' X305 a AX356 para los datos utilizados allí).

La solución para el ejercicio 4-3 se extiende desde la fila 305 hasta la fila 356 de la pestaña Soluciones de KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsm

4. *Comentar sobre el papel que las mediciones de velocidad puntuales podrían tener en las investigaciones hidrogeológicas de contaminantes de sitio, basándose en los resultados de las simulaciones anteriores.*

*La solución para el **ejercicio 4-3** se extiende desde la fila 358 hasta la fila 365 de la pestaña Soluciones de KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsm*

7 Referencias

- Aley, T, 2002, Groundwater Tracing Handbook. Ozark Underground Laboratory, 1572 Aley Lane, Protom, Missouri, 65733, 35 pages.
- Anderson, M.P., 1984, Movement of Contaminants in Groundwater: Groundwater Transport-Advection and Dispersion. Geophysics Study Committee (editors), Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington, District of Columbia, USA, pages 37-45.
- Ballard, S., 1996, The in situ permeable flow sensor: a ground-water flow velocity meter. *Ground Water*, volume 34, number 2, pages 231-240.
- Ballard, S., G.T. Barker, R.L. Nichols, 1996, A test of the in situ permeable flow sensor at Savannah River, South Carolina, *Groundwater*, volume 34, number 3, pages 389-396.
- Barcelona, M.J., T. Holm, 1991, Oxidation-reduction capacities of aquifer solids. *Environmental Science and Technology*, volume 25, number 9, pages 1565-1572.
- Bedient, P.B., H.S. Rifai, C.J. Newell, 1994, Groundwater contamination, transport and remediation. Prentice-Hall Incorporated, Englewood Cliffs, New Jersey, USA. 542 pages.
- Begley, R., 1996, Risk-based remediation guidelines take hold. *Environmental Science and Technology*, volume 30, number 10, pages 438A-441A.
- Belland-Pelletier, C., M. Fraser, J.F. Barker, T. Ptak, 2011, Estimating contaminant mass discharge: A field comparison of the multilevel point measurement and the integral pumping investigation approaches and their uncertainties. *Journal of Contaminant Hydrology*, volume 122, pages 63-75.
- Bright, J., F. Wang, M. Close, 2002, Influence of the amount of available K data on uncertainty about contaminant transport prediction. *Ground Water*, volume 40, number 5, pages 529-534.
- Brouyere, S., J. Batle-Aguilar, P. Goderniaux, A. Dassargues, 2008, A new tracer technique for monitoring groundwater fluxes: the finite volume point dilution method. *Journal of Contaminant Hydrology*, volume 95, pages 121-140.
- Butler, J.J. Jr., J.M. Healey, 1998, Relationship between pumping-test and slug-test parameters: scale effect or artifact? *Ground Water*, volume 36, number 2, pages 305-313.
- Cherry, J.A., 1990, Groundwater monitoring: some deficiencies and opportunities. *Hazardous Waste Site Investigations, Towards Better Decisions, Proceedings of the 10th Oak Ridge National Laboratory Life Sciences Symposium, Gatlinburg, Tennessee, May 21-24.*
- Clement, T.P., M.J. Truex, B.S. Hooker, 1997, Two-well test method for determining hydraulic properties of aquifers. *Ground Water*, volume 35, number 4, pages 698-703.
- Cook, P., 2020, Introduction to isotopes and environmental tracers as indicators of groundwater flow. *The Groundwater Project, Guelph, Ontario*, 74 pages.

- Crawford, A.J., N.B. Chang, 2016, Developing groundwater variability probes and wireless sensor networks for characterizing the subsurface low flow field. *IEEE Sensors Journal*, volume 16, number 1, pages 153-162.
- Davis, S.N., G.M. Thompson, H.W. Bentley, G. Stiles, 1980, Ground-water tracers - a short review. *Ground Water*, volume 18, number 1, pages 14-23.
- Devlin, J.F., C.M. McElwee, 2007, Effects of measurement error on horizontal hydraulic gradient estimates in an alluvial aquifer. *Groundwater*, volume 45, number 1, pages 62-73.
- Drost, W., 1983, Single well techniques. *Tracer Methods in Isotope Hydrology*. Proceedings of an Advisory Group Meeting Organized by The International Atomic Energy Agency, Vienna, 27 September to 1 October, 1982.
- Einarson, M.D., D.M. Mackay, 2001, Predicting impacts of groundwater contamination. *Environmental Science and Technology*, volume 35, number 3, pages 66A-73A.
- Essouayed, E., M.D. Annable, M. Momtbrun, O. Atteia, 2019, An innovative tool for groundwater velocity measurement compared with other tools in laboratory and field tests. *Journal of Hydrology X*, volume 2, 100008, pages 1-9.
- Geyer, T., S. Birk, T. Licha, R. Liedl, M. Sauter, 2007, Multitracer test approach to characterize reactive transport in karst aquifers. *Groundwater*, volume 45, number 1, pages 36-45.
- Gibson, B., J.F. Devlin, 2018, Laboratory validation of a point velocity probe for measuring horizontal flow from any direction. *Journal of Contaminant Hydrology*, volume 208, pages 10-16.
- Gupta, S.K., L.S. Lau, P.S. Moravcik, 1994, Ground-water tracing with injected helium. *Ground Water*, volume 32, number 1, pages 96-102.
- Hatfield, K., M. Annable, J. Cho, P.S.C. Rao, H. Klammler, 2004, A direct passive method for measuring water and contaminant fluxes in porous media. *Journal of Contaminant Hydrology*, volume 75, pages 155-181.
- Kearl, P.M., K. Roemer, 1998, Evaluation of groundwater flow directions in a heterogeneous aquifer using the colloidal borescope. *Advances in Environmental Research*, volume 2, number 1, pages 12-23.
- Keller, C.E., J.A. Cherry, B.L. Parker, 2013, New method for continuous transmissivity profiling in Fractured rock. *Groundwater*, volume 52, number 3, pages 352-367.
- Kerfoot, W.B., V.A. Massard, 1985, Monitoring well screen influences on direct flowmeter measurements. *Groundwater Monitoring Review*, volume 5, number 4, pages 74-77.
- Klammler, H., K. Hatfield, M.A. Newman, J. Cho, M.D. Annable, B.L. Parker, J.A. Cherry, I. Perminova, 2016, A new device for characterizing fracture networks and measuring groundwater and contaminant fluxes in fractured rock aquifers. *Water Resources Research*, volume 52, pages 5400–5420, [doi:10.1002/2015WR018389](https://doi.org/10.1002/2015WR018389).

- Labaky, W., J.F. Devlin, R.W. Gillham, 2007, Probe for measuring groundwater velocity at the centimeter scale. *Environmental Science and Technology*, volume 41, number 24, pages 8453-8458.
- Luhmann, A.J., M.D. Covington, S.C. Alexander, S.Y. Chai, B.F. Schwartz, J.T. Groten, E.C. Alexander Jr., 2012, Comparing conservative and nonconservative tracers in karst and using them to estimate flow path geometry. *Journal of Hydrology*, volumes 448-449, pages 201-211, doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.044.
- McKay, L.D., W.E. Sanford, J.M. Strong, 2000, Field-scale migration of colloidal tracers in a fractured shale saprolite. *Ground Water*, volume 38, number 1, pages 139-147.
- McNab, W.W., B.P. Dooher, 1998, A critique of a steady-state analytical method for estimating contaminant degradation rates. *Ground Water*, volume 36, number 6, pages 983-987.
- Morris, D.A., A. I. Johnson, 1967, Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials, as analyzed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey, 1948-60. Geological Survey Water-Supply Paper 1839--D, United States Government Printing Office, Washington, 42 pages.
- Osorno, T., J.F. Devlin, 2018, An in-well point velocity probe for the rapid characterization of groundwater velocity at the centimeter-scale. *Journal of Hydrology*, volume 557, pages 539-546.
- Pehme, P.E., B.L. Parker, J.A. Cherry, J.P. Greenhouse, 2010, Improved resolution of ambient flow through fractured rock with temperature logs. *Ground Water*, volume 48, number 2, pages 191-205.
- Post, V., J.R. von Asmuth, 2013, Review: Hydraulic head measurements—new technologies, classic pitfalls. *Hydrogeology Journal*, volume 21, pages 737–750.
- Rifai, H.S., and P.B. Bedient, 1990, Comparison of biodegradation kinetics with an instantaneous reaction model for groundwater. *Water Resources Research*, volume 26, number 4, pages 637-645.
- Sale, T., Gallo, S., Askarani, K.K., Irianni-Renno, M., Lyverse, M., Jopkins, H., Blotevogel, J., Burge, S. 2020. Real-time soil and groundwater monitoring via spatial and temporal resolution of biogeochemical potentials. *Journal of Hazardous Materials*. accesses at <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2020.124403>, November 26, 2020.
- Schillig, P., J.F. Devlin, M. McGlashan, G. Tsoflias, J.A. Roberts, 2011, Transient heterogeneity in an aquifer undergoing bioremediation of hydrocarbons. *Ground Water*, volume 49, number 2, pages 184-196.
- Sterling, S.N., B.L. Parker, J.A. Cherry, J.H. Williams, J.W. Lane, F.P. Haeni, 2005, Vertical cross contamination of trichloroethylene in a borehole in fractured sandstone. *Ground Water*, volume 43, number 4, pages 557-573.

- Su, G.W., B.M. Freifeld, C.M. Oldenburg, P.D. Jordan, P.F. Daley, 2006, Interpreting velocities from heat-based flow sensors by numerical simulation. *Ground Water*, volume 44, number 3, pages 386-393.
- Sudicky, E.A., and J.A. Cherry, 1979, Field observations of tracer dispersion under natural flow conditions in an unconfined sandy aquifer. *Water Pollution Research Journal of Canada*, volume 14, pages 1-17.
- van der Kamp, G., 1992, Evaluating the effects of fractures on solute transport through fractured clayey aquitards. *Proceedings of the 1992 Conference of the International Association of Hydrogeologists, Canadian National Chapter, Hamilton, Ontario, May*, 9 pages.
- Vulava, V.M., E. B. Perry, C.S. Romanek, J.C. Seaman, 2002, Dissolved gases as partitioning tracers for determination of hydrogeological parameters. *Environmental Science and Technology*, volume 36, number 2, pages 254-262.

8 Soluciones de ejercicios

Una hoja de cálculo para llevar a cabo los ejercicios "**GWP_Velocity_Exercises.xlsm**" y una hoja de cálculo que proporciona sus soluciones "**KeyFile_GWP_Velocity_Exercises.xlsm**" se puede descargar desde la página [Groundwater Velocity book page](#) en el sitio web de gw-project.org.

9 Sobre el autor



El Dr. J.F. Devlin es profesor en el Departamento de Geología de la Universidad de Kansas, EE. UU., y anteriormente sirvió en la facultad de la Universidad de Waterloo. Tiene 35 años de experiencia en el campo de las aguas subterráneas, ha supervisado 35 tesis de estudiantes y publicado 75 artículos revisados por pares en investigación de aguas subterráneas. Ha trabajado en colaboración con investigadores académicos y gubernamentales en los Estados Unidos, Canadá, Francia, Dinamarca y Nueva Zelanda. También ha trabajado juntamente con socios industriales en América del Norte y Europa. Sus intereses de investigación van desde la geoquímica orgánica de contaminantes hasta la caracterización de acuíferos, la biorremediación, la mezcla de subsuelos en esquemas de remediación de aguas subterráneas y la medición directa de la velocidad de las aguas subterráneas. Actualmente forma parte de la Junta directiva de la Fundación Tumbling Creek Cave y se ha desempeñado como Editor Asociado de Groundwater Monitoring and Remediation y como Editor en Jefe del Hydrogeology Journal. Recibió la Medalla W.B. Pearson de la Universidad de Waterloo, un Premio NSF de Carrera, la cátedra invitada Otto Monsted en la DTU, el Premio en Recursos Hídricos Leo M. & Robert M. Orth y un Premio Kemper a la excelencia docente.

10 Sobre el traductor



Jorge Zafra es Ingeniero Mecánico de Fluidos de Profesión y actualmente profesor de hidrogeología en el Departamento de Ingeniería Ambiental de la Universidad de Ciencia y Tecnología (UTECH) de Lima, Perú, anteriormente ha sido docente en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas (UPC). Tiene mas de 16 años de experiencia en el campo de la hidrología y de las aguas subterráneas. Ha trabajado en estudios hidrológicos e hidrogeológicos en Perú, Colombia, Chile, Francia y Holanda. Su experiencia incluye el desarrollo de estudios y modelos hidrogeológicos e hidrológicos, así como el diseño de infraestructura hidráulica para manejo de aguas. Es

miembro fundador la Asociación Peruana de Ingeniería Hidráulica y Ambiental (APIHA), miembro de a Asociación Internacional de Ingeniería e Investigación Hidro-Ambiental (IAHR), la Unión Americana de Geofísica (AGU) y la Asociación Internacional de Agua en Minería (IMWA.). De esta ultima también participa como editor y también ha participado como miembro del comité editor para diversas ediciones de su Congreso Mundial.

Actualmente es Hidrólogo Principal para MMG en donde participa del desarrollo, actualización y mejora del manejo de aguas de la operación.

Por favor, considere inscribirse en la lista de correo de Groundwater Project y manténgase informado sobre nuevas versiones de libros, eventos y formas de participar en el Proyecto de Aguas Subterráneas. Cuando se registra en nuestra lista de correo electrónico nos ayuda a construir una comunidad global de aguas subterráneas. [Regístrese](#)↗.



Modificaciones de la Edición Original

página 16, 2ª a última línea del pie de foto a figura 6, la fuente de "t2" se cambió a cursiva.

página 28, 3ª línea por encima de la Figura 15: $t^{1/2}$ se cambió a $t_{1/2}$.

página 44, la referencia de la figura se cambió de 11 a 24 años en la frase: "como la ilustrada en la Figura 11" a "como la ilustrada en la Figura 24"

página 44, pie de foto a figura 25 la fuente de Cwell and MD se cambió a cursiva.

página 46, Figura 27 fue reemplazado por una versión que no incluía identificadores de edición.

página 65, parte 3 del Set de Ejercicios 3, figura número 32 fue cambiado a 33 en el texto y la leyenda de la figura.