

Intercâmbio entre Água Subterrânea – Água Superficial

William W. Woessner

Tradutora: Sueli Yoshinaça Pereira



Intercâmbio entre Água Subterrânea – Água Superficial

The Groundwater Project

William W. Woessner

Professor Emérito em Hidrogeologia

Universidade de Montana

Missoula, Montana USA

Tradutora: Sueli Yoshinaga Pereira,

Instituto de Geociências

Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP

*Intercâmbio Água Subterrânea
– Água Superficial*

*The Groundwater Project
Guelph, Ontario, Canada*

Todos os direitos reservados. Esta publicação é protegida por direitos autorais. Nenhuma parte do livro pode ser reproduzida de alguma maneira ou por quaisquer meios sem permissão por escrito dos autores (para requerer permissão contate: permissions@gw-project.org). Distribuição comercial ou reprodução são estritamente proibidos.

Os trabalhos do Projeto Água Subterrânea podem ser baixados gratuitamente no endereço gw-project.org. Qualquer pessoa pode utilizar e distribuir os endereços do gw-project.org para baixar o trabalho do Projeto Água Subterrânea. Não é permitido disponibilizar documentos do Projeto Água Subterrânea em outros endereços de internet, nem enviar cópias de documentos diretamente para outros.

Direitos autorais © 2020 William W. Woessner (Autor)

Publicado pelo Projeto Água Subterrânea, Guelph, Ontario, Canadá, 2020.

Woessner, William W.

Intercâmbio Água Subterrânea – Água Superficial/ William W. Woessner - Guelph, Ontario, Canadá, 2020.

158 páginas

Sueli Yoshinaga Pereira, 2023, 179 páginas

ISBN: 978-1- 77470-091-4

Por favor considere assinar a lista de endereços eletrônicos do Projeto Água Subterrânea e seja informado sobre novos lançamentos de livros, eventos e modos de participar do Projeto Água Subterrânea. Quando você assinar nossa lista de e-mail, vai nos ajudar a construir uma comunidade global de água subterrânea. [Inscreva-se](#).

Citação: Woessner, William W., 2020, [Intercâmbio Água Subterrânea – Água Superficial](#). Projeto Água Subterrânea, Guelph, Ontario, Canada.



Editores do Domínio: John Cherry e Eileen Poeter

Conselho: John Cherry, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Stephen Moran, Everton de Oliveira, and Eileen Poeter

Comitê Diretor: John Cherry, Allan Freeze, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Douglas Mackay, Stephen Moran, Everton de Oliveira, Beth Parker, Eileen Poeter, Ying Fan, Warren Wood, and Yan Zheng.

Foto da capa: William W. Woessner

Tradução para o Português: Sueli Yoshinaga Pereira

Tabela de Conteúdos

INTERCÂMBIO ENTRE ÁGUA SUBTERRÂNEA – ÁGUA SUPERFICIAL	II
DEDICATÓRIA	VII
PREFÁCIO DO THE GROUNDWATER PROJECT	VIII
PREFÁCIO	IX
AGRADECIMENTOS	X
AGRADECIMENTOS DO TRADUTOR	XI
1 INTRODUÇÃO E IMPORTÂNCIA	1
1.1 PRINCÍPIOS E CONCEITOS	2
1.2 EFLUENTE OU CONDIÇÕES DE GANHO DE ÁGUA SUPERFICIAL.....	7
1.3 CONDIÇÕES DE INFLUÊNCIA OU DE PERDA DE ÁGUA SUPERFICIAL	7
1.4 CONDIÇÕES DE EFLUÊNCIA E INFLUÊNCIA	9
1.5 CONDIÇÕES DE INTERCÂMBIO NULO (OU ZERO) OU DE FLUXO PARALELO.....	10
1.6 INTERCÂMBIO NA LINHA DE COSTA	11
1.7 HETEROGENEIDADE NO INTERCÂMBIO	12
1.8 A ESCALA DO INTERCÂMBIO.....	13
1.8.1 <i>Mudanças Transientes no Processo de Intercâmbio</i>	16
2 DRENAGENS E O INTERCÂMBIO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA	19
2.1 DRENAGEM EFLUENTE OU DE GANHO	19
2.2 DRENAGEM INFLUENTE OU DE PERDA.....	20
2.3 DRENAGEM EFLUENTE - INFLUENTE	22
2.4 DRENAGEM COM INTERCÂMBIO NULO (OU ZERO)	23
2.5 DRENAGENS PERENES, INTERMITENTES E EFÊMEROS	23
2.6. INTERCÂMBIO EM ESCALA DE BACIA HIDROGRÁFICA.....	24
2.7. INTERCÂMBIO EM ESCALA DE SEGMENTO DE VALE/ CORREDOR DE RIO	26
2.8 INTERCÂMBIO EM ESCALA DE SEGMENTO DE RIO/ PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO.....	28
2.9 INTERCÂMBIO EM ESCALA DE CANAL	33
2.10 INTERCÂMBIO HIPORRÉICO: CONEXÕES PARA SISTEMAS FÍSICOS E ECOLÓGICOS	35
3 LAGOS E O INTERCÂMBIO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA.....	38
3.1 LAGO EFLUENTE OU COM GANHO.....	39
3.2 LAGO INFLUENTE OU COM PERDA.....	40
3.3 LAGO EFLUENTE - INFLUENTE	42
3.4 LAGOS COM INTERCÂMBIO MISTO	42
3.5 LAGOS EM PAISAGENS	43
4 ÁREAS ÚMIDAS E O INTERCÂMBIO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA	49
4.1 ÁREA ÚMIDA EFLUENTE OU COM GANHO	50
4.1.1 <i>Nascentes e Áreas Úmidas</i>	51
4.2 ÁREA ÚMIDA INFLUENTE OU DE PERDA.....	52
4.3 ÁREA ÚMIDA EFLUENTE - INFLUENTE	54
4.4 ÁREA ÚMIDA COM INTERCÂMBIO MISTO	54
4.5 ÁREA ÚMIDA DESCONECTADA	55
4.6 MODELOS CONCEITUAIS DE ÁREAS ÚMIDAS	56
4.7 ÁREAS ÚMIDAS NAS PAISAGENS	59
5 MÉTODOS PARA INVESTIGAR O INTERCÂMBIO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA E ÁGUA SUPERFICIAL	61
5.1 BALANÇOS HÍDRICOS.....	62

5.2	MÉTODOS DE SEPARAÇÃO DE HIDRÓGRAFAS DE RIOS.....	63
5.3	MODELAÇÃO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM BACIA HIDROGRÁFICA	67
5.4	LEVANTAMENTOS SINÓTICOS DE DRENAGEM	67
5.5	ALTURA DO NÍVEL DE ÁGUA SUPERFICIAL E REDE DE MONITORAMENTO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA	71
5.6	MINIPIEZÔMETROS	74
5.7	INFILTRÔMETROS	82
5.8	TEMPERATURA DA ÁGUA	87
5.9	MÉTODOS DE TRAÇADORES EM DRENAGENS	98
5.9.1	<i>Breve Sumário de Métodos Geoquímicos</i>	<i>101</i>
6	OBSERVAÇÕES FINAIS	108
7	EXERCÍCIOS.....	110
	EXERCÍCIO 1.....	110
	EXERCÍCIO 2.....	110
	EXERCÍCIO 3.....	111
	EXERCÍCIO 4.....	112
	EXERCÍCIO 5.....	114
	EXERCÍCIO 6.....	115
8	REFERÊNCIAS	116
9	CAIXAS DE COLETÂNEAS.....	135
	CAIXA 1 - SIMULANDO MODELOS CONCEITUAIS DE LAGO, MODELOS DE WINTER	135
	CAIXA 2 - FONTES (OU NASCENTES).....	139
	CAIXA 3 - LAGO MIRROR	142
	CAIXA 4 - ERROS DE MEDIÇÕES EM PESQUISA SINÓTICA.....	144
	CAIXA 5 - OPERAÇÃO DO INFILTRÔMETRO.....	145
	CAIXA 6 - APLICAÇÃO DE MINIPIEZÔMETROS, INFILTRÔMETROS E CONTRASTES DE TEMPERATURA	148
	CAIXA 7 - MODELAÇÃO DE TRANSPORTE DE CALOR	153
	CAIXA 8 - MODELOS DE RUPTURA DE TRAÇADORES DE DRENAGEM	154
	CAIXA 9 - MODELO DE MISTURA UTILIZADO PARA SEPARAR O FLUXO DE BASE DA DRENAGEM.....	155
10	SOLUÇÕES DOS EXERCÍCIOS.....	156
	SOLUÇÃO DO EXERCÍCIO 1	156
	SOLUÇÃO DO EXERCÍCIO 2	159
	SOLUÇÃO DO EXERCÍCIO 3	161
	SOLUÇÃO DO EXERCÍCIO 4	163
	SOLUÇÃO DO EXERCÍCIO 5	169
	SOLUÇÃO DO EXERCÍCIO 6	171
11	SOBRE O AUTOR	175
12	SOBRE A TRADUTORA	176
	MODIFICAÇÕES DO LANÇAMENTO ORIGINAL.....	A

Dedicatória

Dedico este livro a todos os que desejam aprender e divulgar livremente seus conhecimentos sobre intercâmbio entre águas superficiais e águas subterrâneas.

Prefácio do The Groundwater Project

Os parceiros e membros da Água das Nações Unidas estabeleceram seu tema anual há alguns anos de antecedência. O tema para o Dia Mundial da Água de 22 de março de 2022, é “Água Subterrânea: fazendo o invisível visível”. Este tema é o mais apropriado para a estreia dos primeiros livros do Projeto Água Subterrânea (GW-Project) em 2020, dos quais tem como objetivo fazer visível a água subterrânea.

O The Groundwater Project, uma organização sem fins lucrativos registrada no Canadá em 2019, está comprometida em contribuir no avanço na educação e trazer nova abordagem para a criação e disseminação do conhecimento para entender e resolver problemas. O Projeto Água Subterrânea opera o website <https://gw-project.org/> como uma plataforma global para a democratização do conhecimento da água subterrânea e é fundamentado no princípio que:

“O Conhecimento deve ser livre e o melhor conhecimento deve ser de livre conhecimento.” Anônimo.

A missão do Projeto Água Subterrânea é proporcionar materiais acessíveis, cativantes, de alta qualidade, gratuito e on-line, em muitas línguas, para todos que querem aprender sobre água subterrânea e entender como a água subterrânea se relaciona e sustenta sistemas ecológicos e a humanidade. Este é o novo tipo de esforço de educação global baseado no voluntariado de profissionais de diferentes disciplinas que incluem cientistas, consultores e aposentados. O Projeto Água Subterrânea envolve muitas centenas de voluntários associados em mais de 200 organizações de 14 países e seis continentes, com crescente participação.

O Projeto Água Subterrânea é um empreendimento em andamento e continuará com centenas de livros publicados *on-line* pelos próximos anos, primeiro em inglês e então para outras línguas, para baixar por onde a internet estiver disponível. As publicações do GW-Project também incluem materiais de apoio, como vídeos, palestras, demonstrações de laboratório e ferramentas de aprendizagem, além de fornecer, ou vincular a programas de domínio público para várias aplicações de água subterrânea que apoiam o processo educacional.

O Projeto Água Subterrânea é uma entidade viva, então edições subsequentes de livros serão publicadas de tempos em tempos. Usuários estão convidados para propor revisões.

Nós agradecemos a você por fazer parte da Comunidade do Projeto Água Subterrânea. Nós esperamos ouvi-los sobre sua experiência com o uso dos livros e materiais relacionados. Nós acolhemos ideias e voluntários!

Comitê da Direção do Projeto Água Subterrânea

Agosto de 2020

Prefácio

Este livro introduz como a água subterrânea e as feições de água superficial, como rios, lagoas e áreas úmidas estão ligadas e funcionam como um sistema hidrológico contínuo. Sistemas de água subterrânea sustentam essas águas superficiais terrestres. A água superficial e a água subterrânea estão continuamente ligadas ao ciclo hidrológico, mas frequentemente são avaliadas separadamente mesmo quando é reconhecido que as trocas de água ocorrem entre elas. Conceitualmente, águas superficiais e os sistemas de águas subterrâneas rasas associadas são mais bem visualizadas como um único sistema de interação, um contínuo que é um recurso hídrico. Investigações revelam que a água entra e sai das feições de água superficial e da zona de água subterrânea em taxas, localizações, escalas e prazos múltiplos. Essa troca move fisicamente água e constituintes dissolvidos entre as águas subterrânea e superficial e mantém as comunidades ecológicas dependentes de água subterrânea associadas. Aqueles que entenderem as relações conceituais e de campo serão capazes de determinar como as drenagens naturais e impactadas, lagos e áreas úmidas funcionam, e quais serão as ações de preservação ou restauração que podem resolver problemas, e cumprir metas.

Alguns exemplos incluem: qual informação é necessária para planejar e executar ações de remediação se feições como uma drenagem, lagoa ou área úmida tornam-se impactadas por alterações físicas e químicas? Em sistemas de rios, que nível de troca de água do rio com o fundo, margens e planície de inundação é requerido para sustentar um conjunto de condições geomórficas naturais, e sistemas ecológicos terrestres e aquáticos apropriados? Se um contaminante da água subterrânea está migrando em direção a um grupo de lagos, quais são os que provavelmente serão impactados e em quais locais? Quando os lagos atuam como locais de descarga de água subterrânea e fontes de recarga de água subterrânea, como ecossistemas aquáticos específicos podem ser mantidos? Como as áreas com vegetação associadas a surgências em pântanos podem ser restauradas? Quando a água é bombeada do aquífero próximo a um lago, a quantidade de água do lago disponível para desvios de irrigação será afetada? Embora essas perguntas não sejam respondidas especificamente neste livro, o livro constrói a base necessária para compreender os problemas e formular resoluções. Este livro apresenta os modelos conceituais, metodologias baseadas em descrições de campo, e ferramentas de modelação necessária para entender os intercâmbios água superficial-subterrânea a múltiplas escalas e variadas condições hidrogeológicas.

Este livro foi preparado por um cientista sênior de água subterrâneas que é pioneiro em pesquisas sobre interações de água subterrânea e água superficial e ministra um curso sobre o assunto por 30 anos. Ele é especialista em investigações de campo, análise de problemas de água subterrânea, construção de modelos e simulação por computação.

John Cherry, Líder do Projeto Água Subterrânea

Guelph, Ontario, Canadá, setembro de 2020

Agradecimentos

Agradeço as seguintes pessoas pelas úteis e minuciosas revisões e das contribuições para este livro.

- ❖ Marc Hinton, Pesquisador científico – hidrogeólogo em Recursos Naturais do Canadá
- ❖ Mary P. Anderson, Professora Emérita de Hidrogeologia, Universidade de Wisconsin-Madison; e,
- ❖ Eileen Poeter, Professora Emérita de Geologia de Engenharia e Hidrologia, Colorado School of Mines,

Eu agradeço os professores Ric Hauer e Willis Weight por me convidar a contribuir com material relacionado ao tema intercâmbio água subterrânea – água superficial para seus livros didáticos, partes dos quais foram reescritos e expandidos para este livro. Eu sou grato a Amanda Sills pela supervisão e a Elhana Dyck pela edição da cópia, ambos do Projeto Água Subterrânea, Guelph, Ontario, Canadá, e minha esposa Jean pela leitura final. Eu agradeço a edição do *layout* e a produção deste livro por Eileen Poeter.

William W. Woessner

Agradecimentos do Tradutor

A tradução de livros como este possui uma importância imensurável para o mundo, e especificamente para o Brasil, que praticamente possui imensas planícies (e rios diversos), que estão preservadas, que estão impactadas pelas atividades humanas e que estão habitadas. A compreensão da interação água superficial e água subterrânea envolve a análise integrada de diversas áreas do conhecimento, decorrente de sua imensa complexidade de interações. Este livro nos entrega grande parte dos conhecimentos existentes sobre interação água superficial e água subterrânea, conceitos, métodos e técnicas de estudo.

Desta forma, quero expressar meus agradecimentos a The Groundwater Project por delegar a mim a tradução deste livro para a língua portuguesa, a equipe assistente que ajudou nas correções e formatação da tradução e do livro. Agradeço ao Dr. Everton de Oliveira pela confiança e a amizade, e ao autor William W. Woessner.

1 Introdução e Importância

Os recursos hídricos superficiais e subterrâneos são tradicionalmente tratados como sistemas separados ou fracamente relacionados em alguns cursos das universidades, em considerações jurídicas, negociações transfronteiriças internacionais, e regras regulatórias federais e locais. Na verdade, os recursos hídricos superficiais e subterrâneos são recursos totalmente conectados, que respondem a mudanças nas condições hidrológicas. O intercâmbio entre água superficial e subterrânea ocorre em múltiplas escalas, taxas e tempos. A literatura científica claramente sustenta este modelo. Nestas situações, os conceitos jurídicos necessitam de revisão para trazê-los juntos a esta linha atualizada do conhecimento científico.

O Serviço Geológico dos Estados Unidos refere a água superficial e a água subterrânea como recurso único (Winter et al., 1998) e é este o fundamento que guia o material apresentado neste livro. Mesmo que este fundamento seja sólido, Conant e outros (2019) sugerem que existe uma lacuna entre conceituar interações e integrar holisticamente o papel do intercâmbio das águas subterrâneas-superficiais, em estruturas físicas, geoquímicas, biológicas e ecológicas. Claramente, as interações são complexas e estende além do simplesmente identificar locais deste intercâmbio.

O sistema de água subterrânea é um componente importante do sistema de água superficial e, reciprocamente, as feições de água superficial estão ligadas, em múltiplas escalas, à água subterrânea local e regional (e.g., Toth, 1963; Winter et al., 1998). Fisicamente, o movimento da água de um sistema para outro é amplamente controlado pelas diferenças entre estágios da água superficial (por exemplo, elevação da superfície da água) e níveis de água subterrânea, bem como as condições hidrológicas nas interfaces (Conant et al., 2019). Essas interconexões, chamadas simplesmente de intercâmbio, resultam na criação e sustentabilidade de rios, lagos, pântanos e sistemas costeiros, apoiam ou limitam a natureza dos ecossistemas aquáticos e terrestres adjacentes (e.g., Meyer, 1997), impacta qualidade das águas superficiais e subterrâneas, e afeta a trajetória dos contaminantes à medida que eles migram dentro do sistema hidrológico (Conant et al., 2019). O intercâmbio ocorre sob ambas as condições, natural e hidrológicamente modificada, tais como em trechos de córregos canalizados e em reservatórios (Winter et al., 1998). O intercâmbio varia no tempo como trocas naturais de condições hidrológicas e/ou é propositalmente manipulado.

As investigações dos intercâmbios entre água subterrânea-água superficial naturais ou impactadas e a previsão das consequências das modificações propostas e esforços de remediação, requerem o desenvolvimento de modelos conceituais que descrevem os processos de troca. Em adição, métodos para localizar e quantificar as trocas sob cenários naturais, perturbados e remediados são necessários. Por exemplo, o estudo para um projeto de lago ecológico ou planos para gerenciar uma fase do lago requer informações de como

o sistema de água subterrânea interfere com seu fundo e margem. Um projeto de restauração de uma drenagem com o objetivo de melhorar esse intercâmbio necessita ser construído com um modelo conceitual apropriado. O esforço para proteger as áreas úmidas precisa da identificação da presença ou ausência do intercâmbio da água subterrânea e da água superficial. A resolução e a quantificação dos processos de troca da água subterrânea e superficial natural ou modificada necessitam de modelos conceituais bem embasados e de aplicação de métodos qualitativos e quantitativos e ferramentas apropriadas.

1.1 Princípios e Conceitos

Esta seção descreve os princípios físicos básicos que dirigem o intercâmbio água subterrânea – água superficial. A água subterrânea é definida como a água que ocorre na zona de saturação. A maioria da troca de água subterrânea está próxima dos sistemas superficiais não confinados (isto é, na superfície do nível de água) e das feições das águas superficiais. A água superficial é aquela que ocorre na superfície do terreno como rios, cursos de água, lagos e campos úmidos. Esta seção discorre sobre variações espaciais e temporais na transferência de água entre sistemas de água subterrânea e feições de águas superficiais. E apresenta também modelos conceituais de intercâmbio de água subterrânea com cursos de água, lagos e campos úmidos. O oceano e componentes associados (por exemplo estuários) são também considerados águas superficiais. Intercâmbio com as linhas da costa é discutido brevemente nesta primeira seção. O intercâmbio também influencia a qualidade da água superficial e a água subterrânea e em como cada sistema interage com os ecossistemas aquáticos e terrestres adjacentes. Para expandir os modelos conceituais de base física apresentados neste livro, o leitor é direcionado ao trabalho de Conant e outros (2019) que apresenta vários fluxogramas conceituais usados para construir uma estrutura de processos físicos, biológicos, ecológicos e geoquímicos que influenciam a ambos e são resultados dos processos de troca.

Fisicamente, a água subterrânea se move das áreas de recarga para as áreas de descarga, frequentemente se originando ou descarregando para as feições de águas superficiais. As áreas de recarga e descarga variam muito e são ditados pelas condições hidrológicas e pelas estruturas da paisagem (incluindo propriedades hidrológicas). Em adição, sistemas de água superficial interagem com sistemas de água subterrânea. Essa relação deve ser refletida ao conceituar balanços de água subterrânea e água superficial em várias escalas (**Figura 1**).

O processo de intercâmbio é dirigido pela: 1) elevação relativa das feições de água superficial e a distribuição associada da carga de água subterrânea no sistema de água subterrânea adjacente e subjacente; 2) propriedades hidráulicas e composição dos lados, margens e base das feições da água superficial; e, 3) composição da estrutura geológica subjacente. Os desafios em documentar locais e taxas de intercâmbio incluem as diferenças significativas nos tempos de residência e trajetos de fluxo dos sistemas conectados de água subterrânea e água superficial.

Seções transversais e mapas genéricos são tipicamente utilizados para ilustrar o estado estacionário e os processos de intercâmbio tridimensional. As sequências de seções transversais são usadas para proporcionar ilustrações de trocas no intercâmbio sob condições transientes.

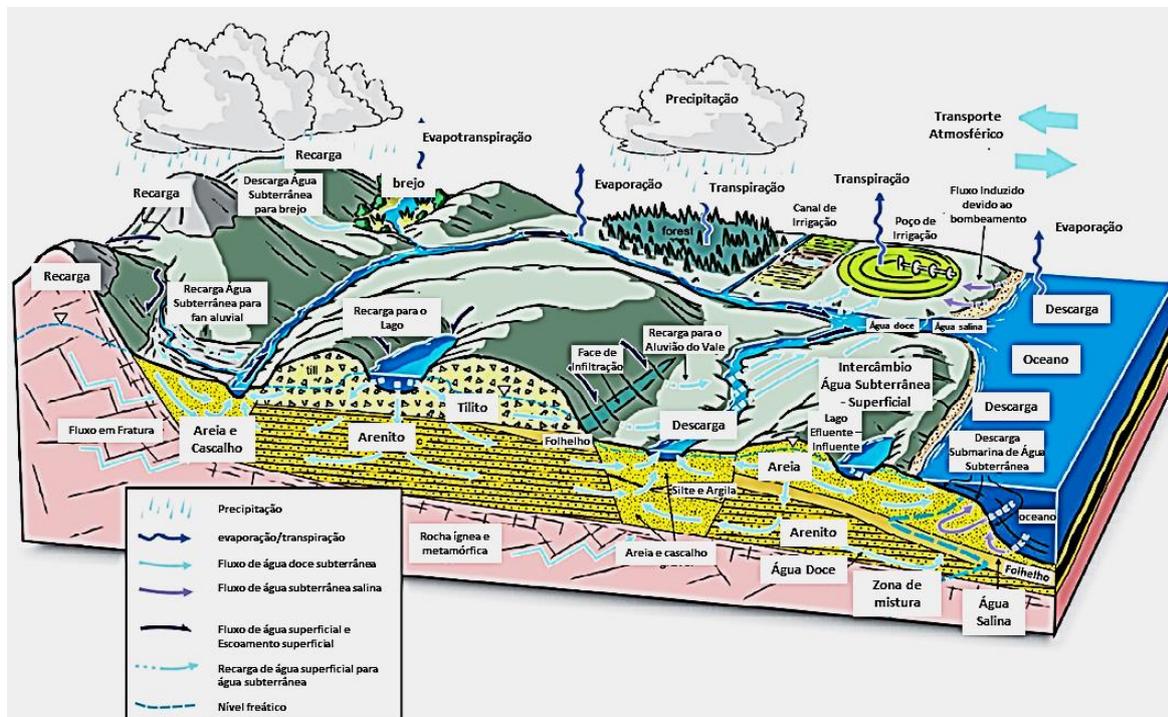


Figura 1 - Ciclo hidrológico esquemático focado na recarga por precipitação. Os componentes-chave do balanço das águas incluem a perda de água pela evaporação e transpiração, e o intercâmbio de água no sistema de água superficial e água subterrânea. A recarga e descarga de água subterrânea (flecha azul clara) cria intercâmbio com as feições de águas superficiais como os rios, drenagens, lagos e valas de irrigação. O intercâmbio de água subterrânea também ocorre nas linhas de costa com descarga para o oceano (Hinton, 2014).

Modelos conceituais de rios, lagos e campos úmidos são desenvolvidos por vários autores (exemplo: Freeze e Cherry, 1979; Winter et al., 1998; Woessner, 1998; Fetter, 2001; Woessner, 2000; Anderson et al., 2015; Weight, 2019). Dependendo da disciplina, pesquisadores utilizam diferentes termos para descrever as mesmas condições (Tabela 1). Os modelos para rios são apresentados na Figura 2.

Tabela 1 - Terminologia sobre Intercâmbio de Água Subterrânea – Água Superficial (Woessner, 2020).

Área do conhecimento	Fluxo de Água Subterrânea para Água Superficial	Fluxo de Água Superficial para Água Subterrânea	Fluxo de Água Subterrânea em direção a e proveniente da Água Superficial	Sem intercâmbio de Água Subterrânea
Cientistas de Água Subterrânea	Condições Efluentes	Condições Influentes	Condição de Efluência-Influência	Intercâmbio nulo ou fluxo paralelo.
Cientistas da Água Superficial	Condições de Ganho	Condições de Perda	Condição de Efluência-Influência	NA
Ecólogos Aquáticos	Condições de Ressurgência	Condições de Subsidência	Condição de Efluência-Influência	NA

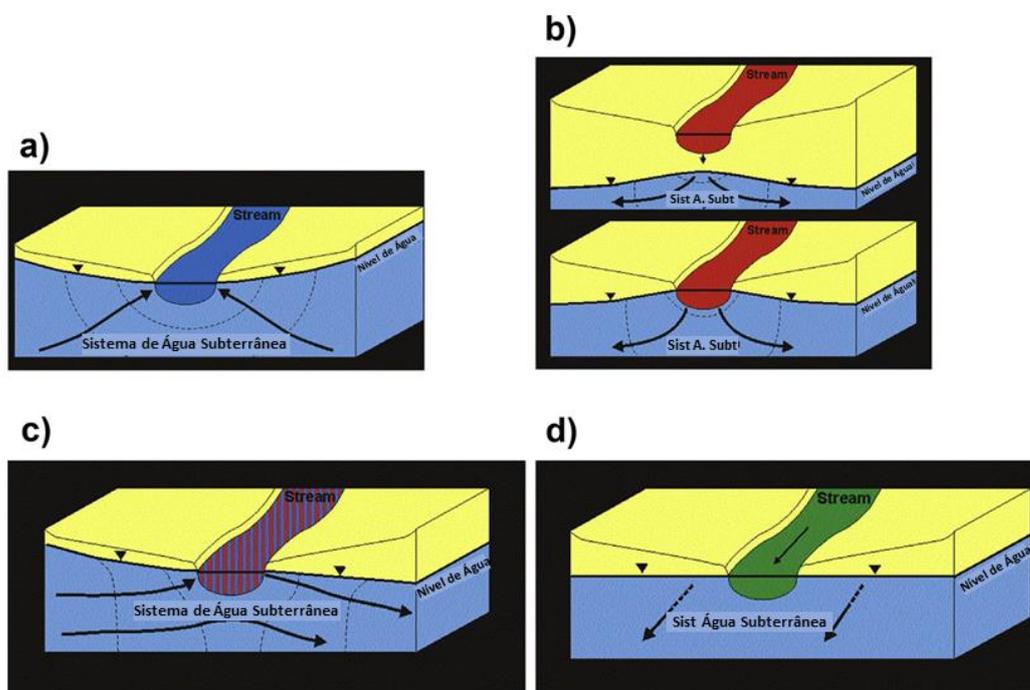


Figura 2 - Modelos conceituais de intercâmbio entre água subterrânea e curso de água. a) Condições de efluência (ganho da drenagem); b) Condições de influência (perda da drenagem); c) Condições de efluência-influência (ganho e perda da drenagem); d) Condições de fluxo paralelo, drenagem com intercâmbio nulo (Anderson et al., 2015).

Hidrogeólogos referem a cenários onde a água subterrânea descarrega na água superficial, como condições efluentes; quando a água subterrânea sofre recarga da água superficial, como condições influentes, e em situações em que ambas as condições estão presentes em uma feição única como a condição efluente-influente (exemplo, lago em condições de efluência – influência). Esta terminologia é focada no sistema de água subterrânea (exemplo, Todd e Mays, 2004). Em cenário de drenagem, lago ou campo úmido efluentes recebem fluxo da água subterrânea (água subterrânea está sendo descarregada, saindo do sistema de água subterrânea). Os cientistas interessados na caracterização das feições da água superficial descrevem o processo de troca, em como ele afeta na feição de

água subterrânea. Por exemplo, eles definem que um trecho efluente de uma drenagem como condições de ganho da drenagem, a drenagem está recebendo fluxo de água subterrânea e a vazão da drenagem a jusante está aumentando (exemplo Winter et al., 1998). Um trecho de perda na drenagem é onde a água subterrânea está sofrendo recarga com água da drenagem que vaza de seu leito e margens (condições influentes), e a vazão de jusante está diminuindo. As condições de efluência-influência são geralmente utilizadas para ambos os grupos para descreverem as condições de quando a água entra ou sai do corpo de água superficial em localizações múltiplas. Para drenagens situadas no sistema de água subterrânea que não ocorre intercâmbio, o termo condição zero de intercâmbio ou fluxo paralelo pode ser utilizado (exemplo, **Figura 2**). Um terceiro grupo de cientistas desenvolveu um conjunto descritivo de termos (glossário) também baseado nas interações drenagem-água subterrânea. Ecólogos que pesquisam corpos de água muitas vezes referem drenagens efluentes como um local de ascendência (descarga de água subterrânea) e drenagens influentes como local de descendência (recarga de água superficial) (exemplo, Hauer e Lambert, 2017). Eles raramente descrevem as condições de efluência-influência ou de intercâmbio zero. Portanto, a porção de um corpo de água superficial ou de linha de costa recebendo descarga de água subterrânea pode ser descrita como sob a influência das condições de efluência, de ganho ou de surgência, e quando a água superficial infiltra nas margens, linha de costa e leito, as condições são descritas como influentes, de perdas ou descendentes.

O processo físico de intercâmbio pode ser generalizado e conceitualizado utilizando quatro representações esquemáticas: 1) efluente ou ganho; 2) influente ou perda (dois cenários); 3) condições de efluência-influência; e 4) fluxo paralelo ou intercâmbio zero. Os modelos conceituais genéricos estão presentes em seção transversal com a feição de água superficial retangular, que pode ser visualizada como representando uma drenagem, lago ou campo úmido em várias escalas (**Figura 3**). Os intercâmbios de linha de costa são discutidos brevemente no final desta seção. Mapas vistos em planta de condições da água subterrânea associadas a rios, lagos e campos úmidos são apresentados mais tarde neste livro, quando cada feição de água superficial for especificamente endereçada. Os modelos conceituais gerais ilustram que a estrutura (geologia) da água subterrânea e as condições de interface (leitos e margens de corpos de água superficial) poderiam ter valores de condutividade hidráulica heterogênea e isotrópica (exemplo, **Figura 4**). Certamente, o mundo é tridimensional como é a estrutura geológica que controla as taxas e direções de fluxo da água subterrânea, portanto a heterogeneidade está presente, e o fluxo ocorre na terceira dimensão, que não é mostrado nessas ilustrações bidimensionais. Em cenários transientes, cada material hidrogeológico também requer um valor apropriado de armazenamento para contabilizar mudanças no armazenamento de água subterrânea.

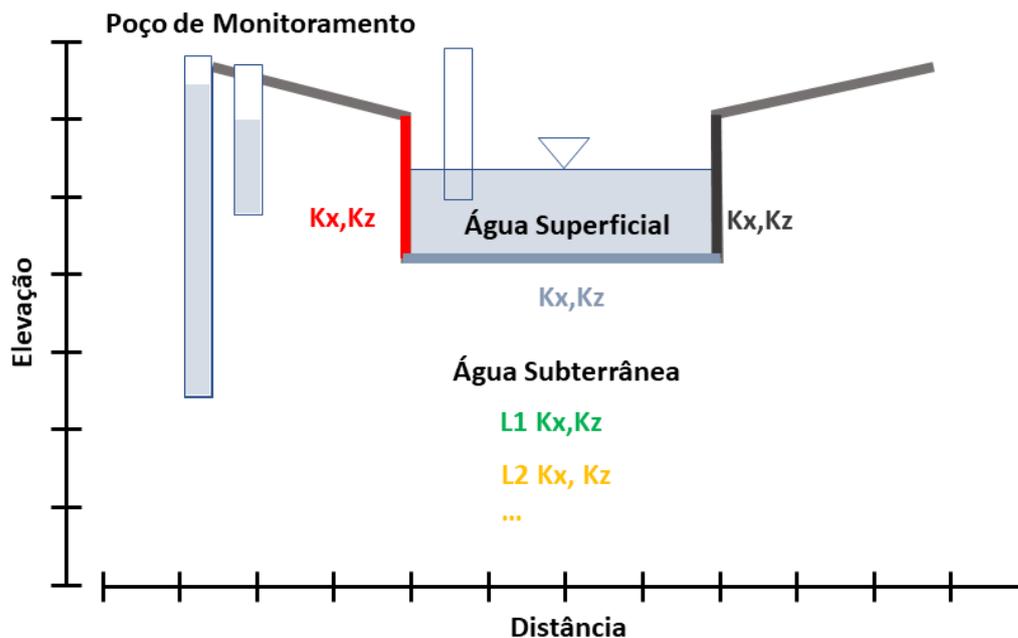


Figura 3 - Seção transversal geral e conceitual utilizada para ilustrar o processo de intercâmbio para rios, lagos e campos úmidos em várias escalas. K_x é a condutividade hidráulica horizontal e K_z é a condutividade hidráulica vertical. As condutividades hidráulicas (K_x , K_z) do corpo de água superficial (leito e margens) e os sedimentos subjacentes (exemplo, camada L1, L2, K_x , K_z ...) podem variar espacialmente, como indicado pelas margens em preto e vermelho, o leito azul da feição da água superficial, e os valores em verde e laranja de sedimentos subjacentes. A escala pode ser variada para representar pequenas e grandes áreas portanto, não se utiliza unidades, e sem exagero vertical, que é incorporado nas ilustrações (Woessner, 2020).

Além da simplificação do modelo geral mostrado na **Figura 3**, as seções transversais conceituais são apresentadas em seções subsequentes para cada processo de intercâmbio. Nas seções transversais conceituais, as escalas horizontais e verticais são gerais (são apresentadas sem unidades) para representar escalas múltiplas (mm, cm, m, km etc.). As cargas de água subterrânea são representadas como níveis de água em sombreado nos poços de monitoramento (retângulos verticais) e a elevação da água superficial pela água sombreada e o nível de água mostrado no retângulo vertical. A distribuição geral da carga hidráulica é indicada pelos níveis de água nos poços de monitoramento que estão abertos na base e linhas equipotenciais estão registradas com valores relativos adimensionais. Para os propósitos da ilustração, linhas de fluxo são construídas assumindo o não exagero vertical nas seções transversais, cada seção transversal é construída em paralelo ao fluxo da água subterrânea, e um valor único de condutividade hidráulica é atribuído aos materiais terrestres de tal modo que as condições sejam isotrópicas e homogêneas. Certamente, há muitas possíveis combinações de condições que influenciam as linhas de fluxos de água subterrâneas finais e as taxas de fluxo do intercâmbio; estes não são contabilizados por representações esquemáticas. O intercâmbio é inerentemente transiente por natureza; no entanto, para simplificar a discussão, as condições de estado estacionário da água subterrânea são assumidas.

1.2 Efluente ou Condições de Ganho de Água Superficial

Sob condições hidrológicas onde o nível de água subterrânea é maior que a elevação da água superficial (rio, lago e campo úmido), a água subterrânea descarrega na água superficial, e as condições de efluência ocorrem (**Figura 4**). A feição de água superficial ganha água subterrânea por descarga quando as condições efluentes estão presentes. Poços de monitoramento representativos abertos somente na base ilustram que os poços abertos a diferentes profundidades possuem níveis de água maiores que a elevação da água superficial. Neste cenário, a água subterrânea sai ao lado e na base da feição da água superficial. As taxas de fluxo de água subterrânea são dependentes em magnitude do gradiente hidráulico nos limites, bem como as condutividades hidráulicas dos sedimentos geológicos e das margens e leito da feição superficial. O nível de água superficial reflete o nível freático local.

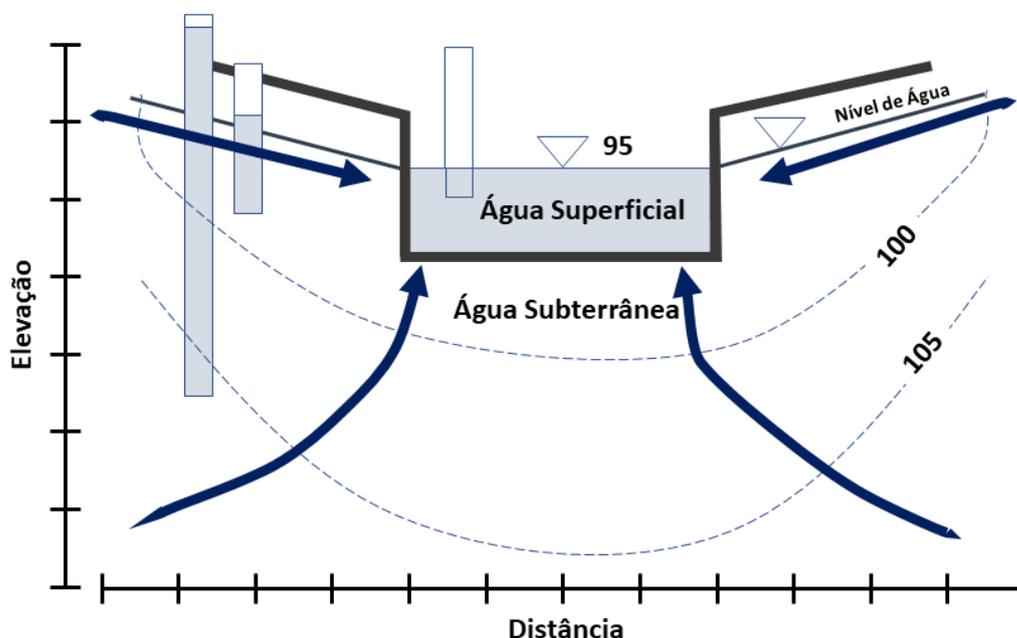


Figura 4 - Modelo conceitual das condições efluentes em estado estacionário e em condições isotrópicas e homogêneas. Números representam valores relativos de carga. Linhas pontilhadas são linhas equipotenciais e as setas representam direções gerais de fluxo das águas subterrâneas. Níveis de água em poços de monitoramento abertos somente na base mostram cargas maiores que a elevação do nível da água superficial (Woessner, 2020).

1.3 Condições de Influência ou de Perda de Água Superficial

Condições de influência requerem que a elevação da água superficial seja maior do que o nível freático subjacente e adjacente. Existem dois cenários gerais quando isso ocorrem: 1) o nível freático permanece hidrológicamente conectado a elevação e inclinação longe da feição (**Figura 5**), ou 2) a feição de água superficial é separada do sistema de água subterrânea pela zona vadosa (parcialmente saturada) (**Figura 6**). Em ambos os cenários, a água subterrânea é recarregada pela água superficial. Sob essas condições de influência, um volume de água superficial em específico intervalo de tempo é perdido para a água

subterrânea (condições de perda). Os poços de monitoramento representativos ilustram que os níveis de água nos poços, finalizados a múltiplas profundidades adjacentes ou abaixo da drenagem, lago ou campo úmido, influentes estão abaixo do nível da água superficial. Taxas de fluxo para a água subterrânea são dependentes da magnitude do gradiente hidráulico local (diferença entre a elevação da água superficial e a carga hidráulica da água subterrânea), bem como as condutividades hidráulicas dos sedimentos geológicos e das margens e leito da feição da superfície. O nível da água superficial reflete a elevação do nível freático local quando esse nível está conectado a feição. Níveis de água representativos em poços de monitoramento são mais baixos do que o nível de água superficial. Contudo, quando a água percola através da zona vadosa (sedimentos parcialmente saturados) o nível de água superficial é desconectado do nível freático (**Figura 6**). Dependendo da taxa de perda e das propriedades hidrológicas dos sedimentos saturados, o nível freático abaixo da área fonte pode se tornar mais elevado que a área ao redor, acumulado como mostrado na **Figura 6**. Quando as taxas de perda são menores e/ou as condutividades hidráulicas do aquífero são maiores, o acúmulo pode não ser observável.

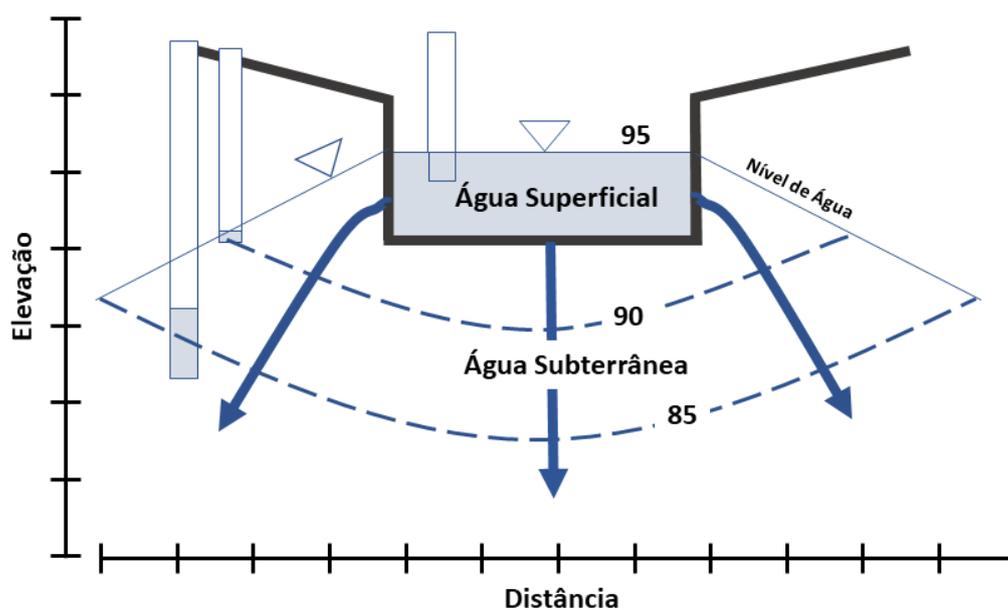


Figura 5 - Modelo conceitual das condições de influência sob estado estacionário, condições isotrópicas e homogêneas. Números representam valores relativos de carga. Linhas pontilhadas são linhas equipotenciais e setas representam direções gerais de fluxo da água subterrânea. Níveis de água em poços de monitoramento abrem-se somente na base, estão mais baixos que o nível de água superficial. Neste exemplo, o nível freático está conectado a feição de água superficial (Woessner, 2020).

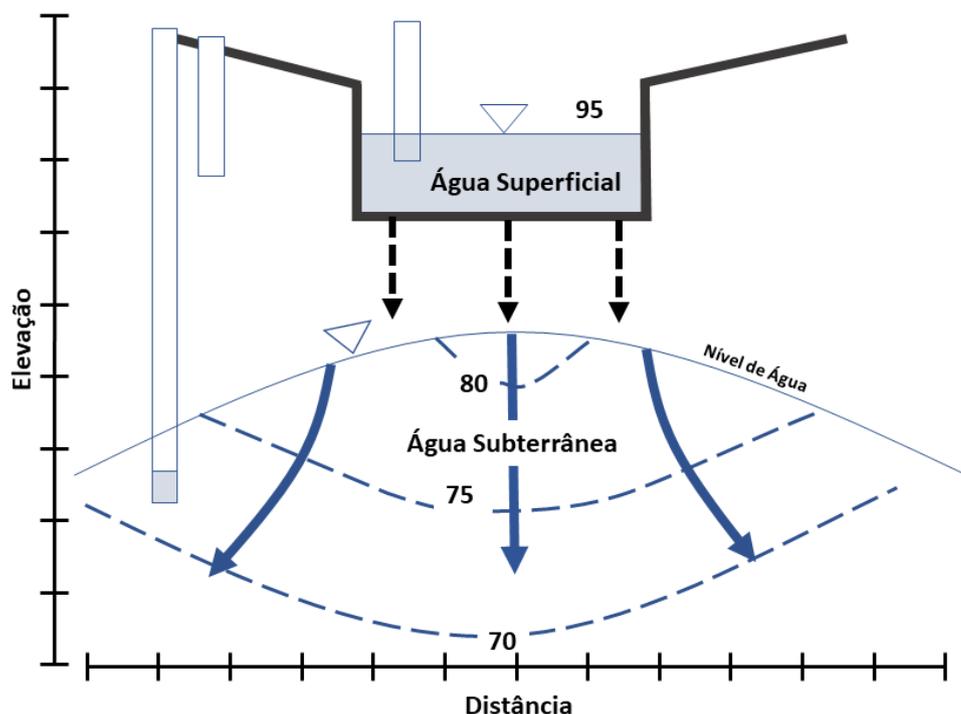


Figura 6 - Modelo conceitual das condições de influência sob estado estacionário e condições isotrópicas e homogêneas. Números representam valores relativos de carga. Linhas pontilhadas são linhas equipotenciais e setas representam direções gerais de fluxo das águas subterrâneas. Setas pontilhadas pretas mostram infiltração através da zona vadosa. Os níveis de água dos poços de monitoramento abertos somente na base estão mais baixos que o nível de água superficial. Neste exemplo, o nível freático está abaixo da feição de água superficial (Woessner, 2020).

1.4 Condições de Efluência e Influência

A condição de efluência-influência ocorre quando o nível freático é mais alto de um lado da feição do que no nível da água superficial (rio, lago e campo úmido) e mais baixo em outro local (**Figura 7**). Neste cenário a água subterrânea está descarregando na água superficial, que por sua vez está escoando para o sistema de água subterrânea. Sob as condições de efluência-influência, a água superficial é adicionada e perdida do volume da feição superficial e/ou sobre um específico intervalo de tempo. Geralmente, o nível de água superficial reflete o nível freático em muitos cenários. Os poços de monitoramento representativos ilustram que os níveis de água em poços a diferentes profundidades (abertos somente na base) são mais elevados do que o nível de água superficial na área onde as condições de efluência estão presentes e mais baixas em áreas que são influentes. As taxas de fluxo de água subterrânea são dependentes da magnitude do gradiente hidráulico e das condições de contorno, e das condutividades hidráulicas dos sedimentos geológicos e das margens e do leito da feição da água superficial.

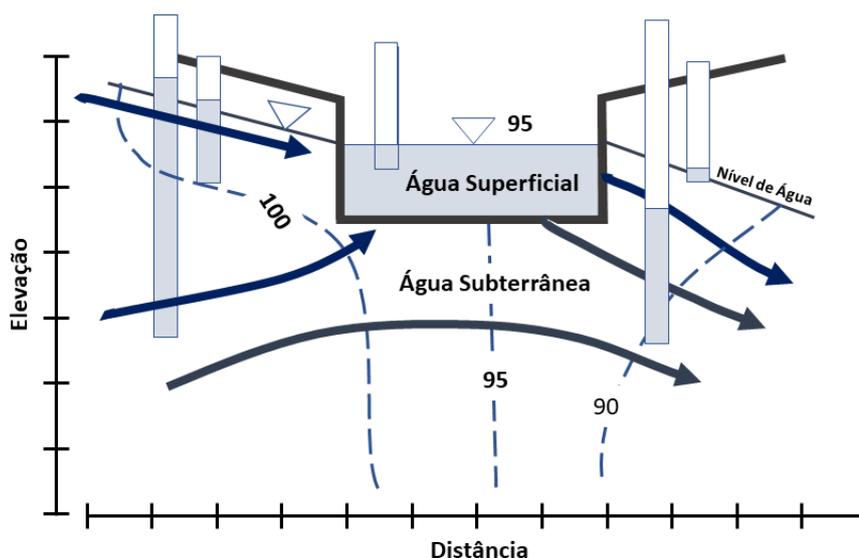


Figura 7 - Modelo conceitual das condições de efluência-influência sob estado estacionário e condições isotrópicas e homogêneas. Números representam valores relativos de carga. Linhas pontilhadas são linhas equipotenciais e setas representam direções de fluxo gerais de água subterrânea. Os poços de monitoramento estão abertos apenas na base. Níveis de água em ascendência nos poços de monitoramento (a esquerda) estão mais altos do que o nível da água superficial. Os níveis de água em descendência dos poços de monitoramento (a direita) estão mais baixos do que o nível de água superficial. Neste exemplo, o nível de água superficial representa o nível freático (Woessner, 2020).

1.5 Condições de Intercâmbio Nulo (ou Zero) ou de Fluxo Paralelo

A condição de troca zero ou de fluxo paralelo ocorre onde não existe intercâmbio. Isto é encontrado quando a elevação do nível freático é igual ao nível de água superficial (rio, lago e campo úmido) (Figura 8). Como ambos o nível de água superficial e freático estão a uma elevação comum, não há gradiente hidráulico e o fluxo da água subterrânea é paralelo ao fluxo da água superficial. Os poços de monitoramento representativos, aberto somente na base, ilustram que os níveis de água nos poços terminados em múltiplas profundidades são iguais ao nível de água superficial. Não há linhas equipotenciais como mostrado na **Figura 8** porque os poços e o nível de água superficial estão na mesma linha equipotencial. O fluxo é ilustrado como paralelo a feição de água superficial (fora da página). Nestes cenários, o nível de água superficial representa a elevação do nível freático local.

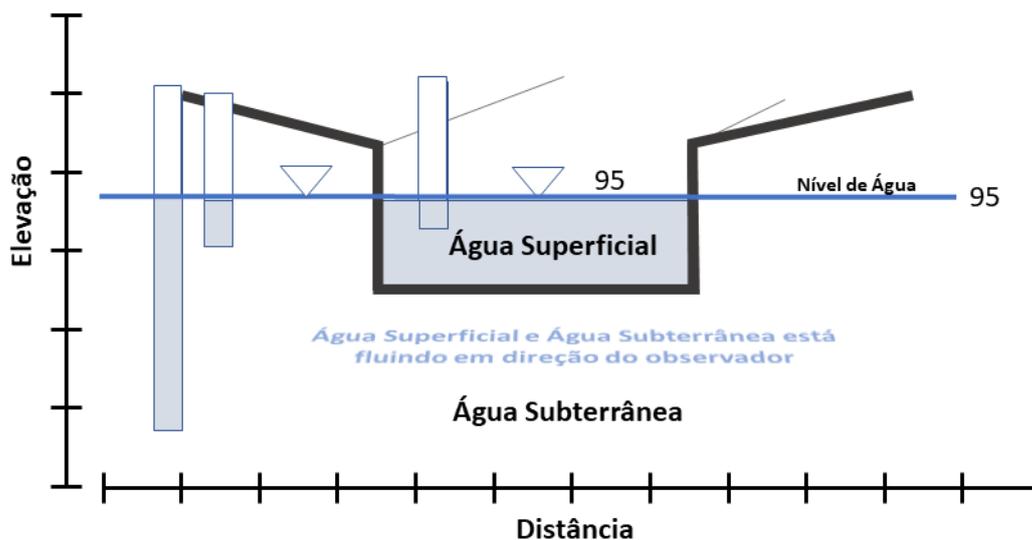


Figura 8 - Modelo conceitual das condições de fluxo paralelo ou de intercâmbio zero sob estado estacionário, condições isotrópicas e homogêneas. Números representam valores relativos de carga. Não há linhas equipotenciais para serem mostradas e as cargas de água subterrânea são os mesmos da elevação da água superficial. O fluxo está nos ângulos retos da seção transversal (Woessner, 2020).

1.6 Intercâmbio na Linha de Costa

Os modelos conceituais gerais de intercâmbio são aplicáveis para cenários costeiros. Entretanto, a presença de água do mar e água salobra de maior densidade adiciona complexidade para o processo de intercâmbio, formando um limite para o fluxo de água doce (**Figura 9**). O nível de água do mar, e as cargas e taxas de fluxo da água subterrânea controlam as localizações da interface água salgada- água subterrânea. Por exemplo, a água subterrânea descarrega quando o nível freático próximo a linha de costa é mais alto que o do oceano, condições efluentes (**Figura 9**). Quando o nível do oceano se torna mais elevado do que os níveis de água subterrânea ao longo da linha de costa, a água do mar infiltra no sistema raso de água subterrânea, condições de influência. A condição de efluência-influência não são aplicáveis em cenários de linha de costa, mas o intercâmbio zero ocorre temporariamente em porções do sistema de fluxo quando o nível do mar e as cargas de água subterrânea são iguais. Muitas pesquisas se esforçam e focam no desenvolvimento de abastecimento de água ao longo da linha de costa e em como a extração de água doce influencia na natureza da zona de transição interface da água do mar (exemplo, Fetter, 2001; Jiao e Post, 2019). Este livro foca no intercâmbio água subterrânea-água superficial associados a rios, lagos e campos úmidos.

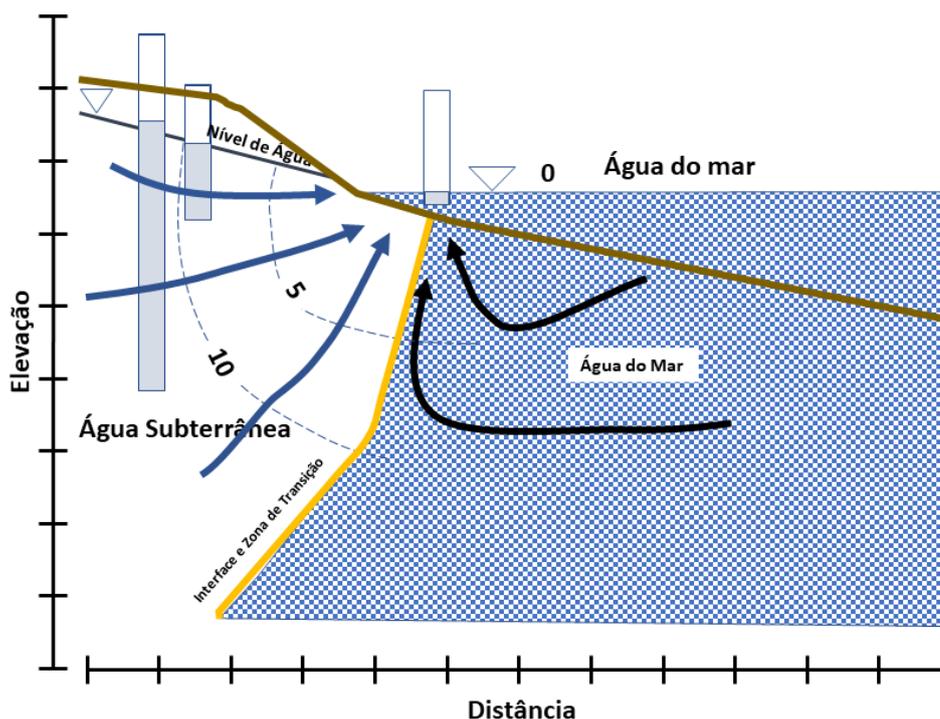


Figura 9 - Modelo conceitual das condições efluentes de água subterrânea ao longo de uma linha costeira sob regime estacionário e condições isotrópicas e homogêneas. A água do mar está representada pelo padrão pontilhado em azul. Setas azuis mostram o fluxo da água subterrânea e as setas pretas o movimento relativo da água do mar em subsuperfície. A localização da interface e zona de transição entre a água doce e a água do mar está indicada pela linha em laranja. Números representam valores relativos de carga. As linhas equipotenciais estão em pontilhado. Os níveis de água representam valores para poços de monitoramento abertos somente na base (Woessner, 2020).

1.7 Heterogeneidade no Intercâmbio

Os modelos conceituais de interação de água subterrânea – água superficial apresentado nas seções anteriores são simples, pois eles ilustram intercâmbios sob condições hidrogeológicas isotrópicas e homogêneas. A locação e magnitude do intercâmbio para ou proveniente de feições de águas superficiais são dependentes da distribuição natural de cargas, condutividade hidráulica, distribuições de anisotropia, e condições de contorno (**Figura 10**). A presença de condições anisotrópicas, dentro de restrições da distribuição de carga, direcionará o fluxo preferencialmente para zonas de maior condutividade hidráulica. Em geral, os materiais terrestres com baixas permeabilidades limitarão o movimento de intercâmbio de águas em subsuperfície. Ao avaliar as condições de intercâmbio de algumas áreas, um aumento do nível de detalhe é requerido para capturar locais e magnitudes de interação à medida que a área de estudo se torna menor.

como uma fonte de recarga sob estas condições (**Figura 11b**). O intercâmbio regional de água subterrânea é também influenciado pela distribuição das propriedades hidrogeológicas da estrutura geológica subjacente. Hinton (2014) mostra esquematicamente variações nos locais de intercâmbio do sistema de fluxo como influenciados pela distribuição da condutividade hidráulica (**Figura 12**).

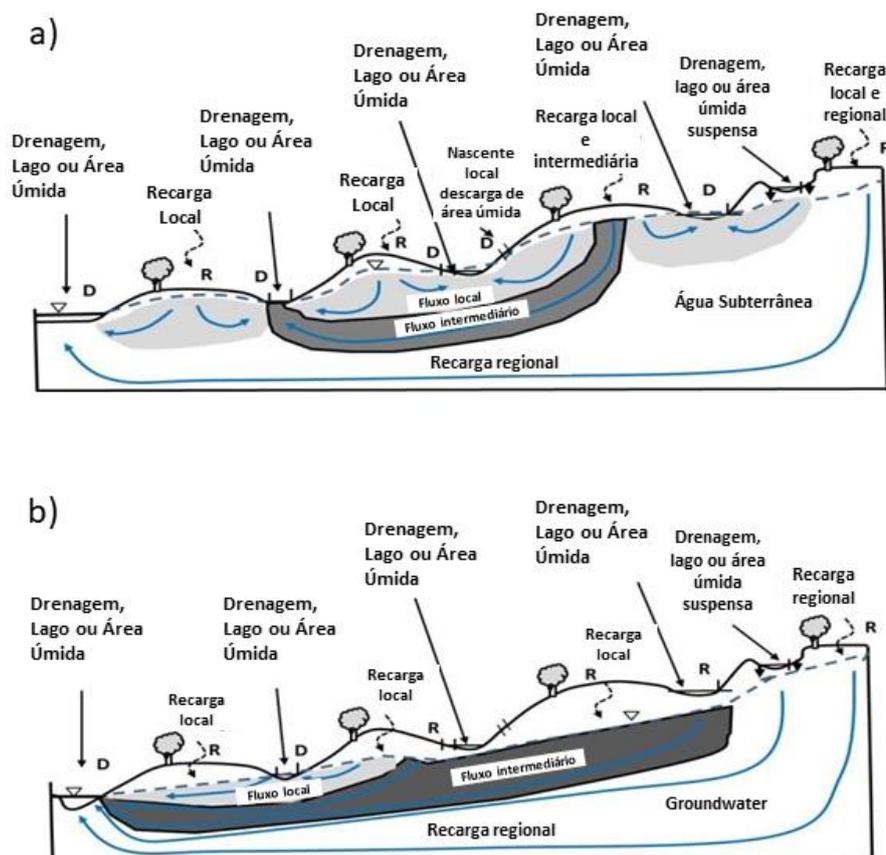


Figura 11 - Seções transversais esquemáticas mostrando o intercâmbio dos sistemas de fluxo de água subterrânea local, intermediário e regional com drenagens, lagos e campos úmidos. As linhas de fluxo de água subterrânea são azuis, as áreas sombreadas representam sistemas de fluxo de água subterrânea local e intermediária. R é localizado sobre uma zona que recebe recarga e D está sobre a zona onde a descarga de água subterrânea está ocorrendo. a) Condições em que a recarga é suficiente para criar um nível freático que espelhe a topografia (Carter, 1996). b) Cenário no qual as taxas de recarga e as condições geológicas não resultam em uma configuração de nível de água dominado topograficamente (Woessner, 2020).

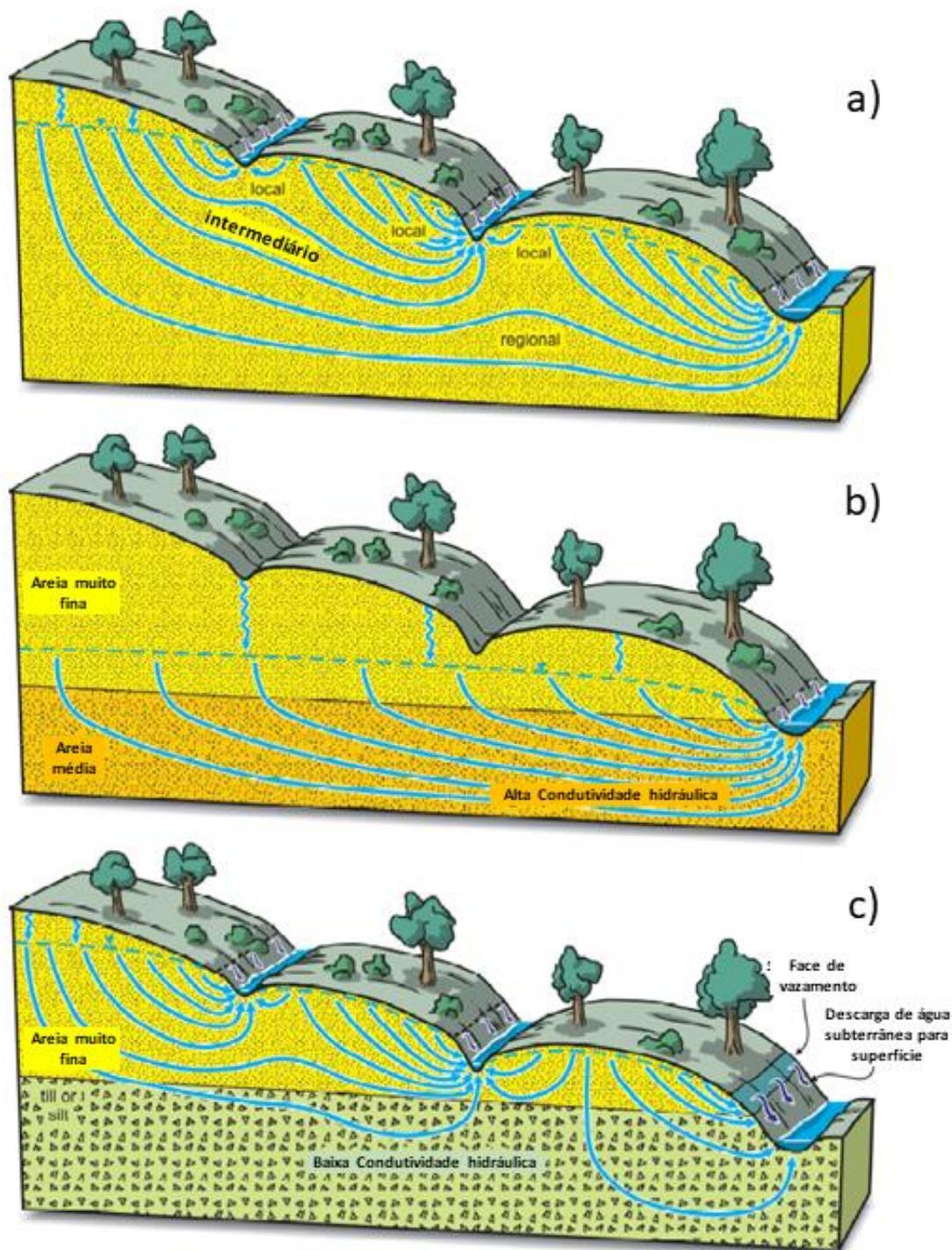


Figura 12 - Exemplos mostrando como as variações da condutividade hidráulica podem impactar sistemas de fluxo de água subterrânea regional, intermediário e local. É assumido que as taxas de recarga são os mesmos em todos os três cenários e as mudanças no sistema de fluxo mostrados são causados pela condutividade hidráulica de materiais terrestres subjacentes. a) Trajetórias de fluxo sob condições isotrópicas e homogêneas com o nível freático espelhando a topografia. b) Trajetórias de fluxo quando a primeira camada de materiais terrestres está subjacente a camada saturada com a maior condutividade hidráulica. c) Trajetórias de fluxo quando a primeira camada de material terrestre está subjacente a camada com a menor condutividade hidráulica (Hinton, 2014).

O intercâmbio ocorre em escala de dezenas de metros para metros, e a escala de submetro adiciona complexidade como pequenas variações na configuração do leito ou

margem e elevação, propriedades hidráulicas e gradientes hidráulicos direcionam intercâmbios locais (**Figura 13**). Apesar de muitas vezes requererem instrumentação extensiva, o intercâmbio nestas escalas não somente é de interesse para hidrogeólogos, mas também para aqueles que relacionam sistemas ecológicos para feições de água superficial e para aqueles que focam no intercâmbio de contaminantes (exemplo, Hauer e Lambert, 2017; Conant, 2004; Conant et al., 2019).

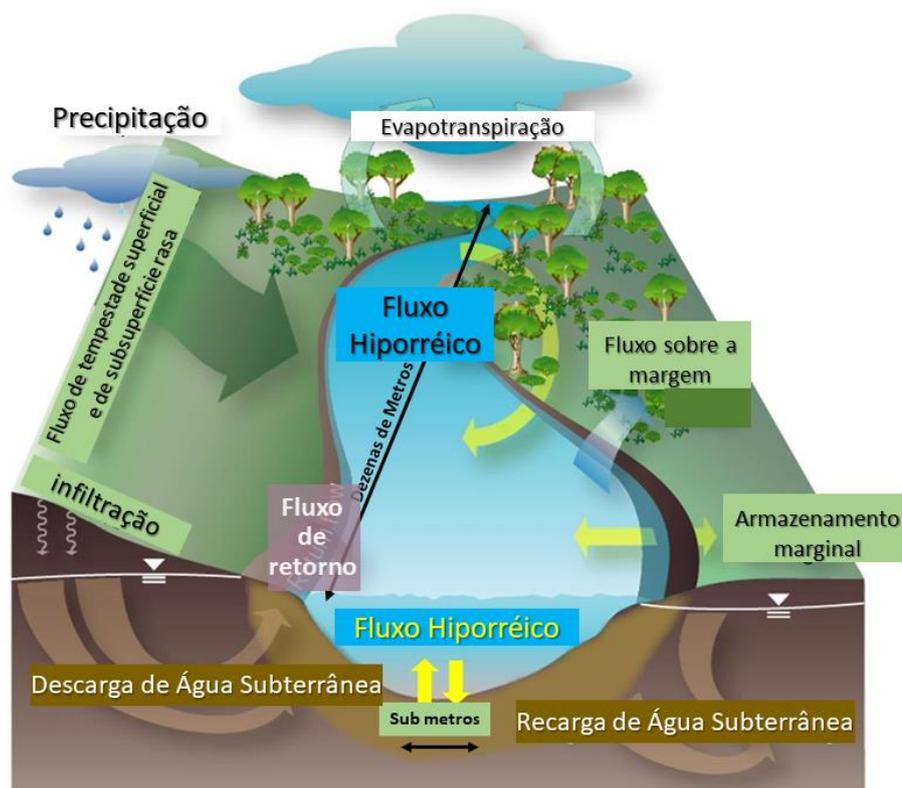


Figura 13 - Esquema de sistemas de rio com intercâmbio de água subterrânea (fluxo hiporréico) a escala de dezenas de metros a submetro (modificado de USGS, 2015).

1.8.1 Mudanças Transientes no Processo de Intercâmbio

Em alguns cenários, as condições de intercâmbio são influenciadas pelas condições hidrológicas de curto a longo prazo como as variações sazonais na disponibilidade de água, respostas nos níveis de água para tempestades individuais e eventos de inundações, e mudanças nas temperaturas da água superficial. Tais condições resultam em mudanças temporais em taxas e locais de intercâmbio de água subterrânea com as drenagens, lagos e campos úmidos (exemplo, LaBaugh e Rosenberry, 2008) (Figura 14). Por exemplo, quando o nível freático aumenta em resposta a um período úmido uma feição de água superficial pode se tornar uma feição de ganho que era previamente influente. Entretanto, quando a recarga de água subterrânea se torna limitada durante períodos secos e/ou estiagem, a feição de ganho pode tornar-se efluente-influente e/ou de perda mais tarde no ano (**Figura 14**). Quando as mudanças rápidas no nível de água superficial ocorrem em resposta a um evento de precipitação de curto prazo ou resultado de inundações, as condições de

intercâmbio podem mudar de ganho para perda e então, como há o declínio do nível de água superficial, as condições de ganho são restabelecidas (exemplo; armazenamento em margem de rio, Freeze e Cherry, 1979, p.225-226). As taxas de infiltração influente podem também ser impactadas pelas mudanças de temperatura de água superficial (exemplo, Constantz et al., 1994). Esta ocorre por causa do aumento das condutividades hidráulicas de camadas verticais e pequena diminuição quando as temperaturas da água variam (mudanças no peso específico e viscosidade da água) (exemplo, Freeze e Cherry, 1979; Fetter, 2001). Zamora (2007) sugere que o impacto da temperatura nas taxas de infiltração deve ser avaliado para determinar se as temperaturas da água superficial impactam as taxas locais de infiltração. A ativação de poços de produção impactando o sistema raso de água subterrânea próximo às feições de água superficial podem reverter localmente o intercâmbio de água superficial (exemplo, Barlow e Leake, 2012). Estudos de intercâmbio utilizando somente uma análise instantânea (momento único ou período) são muitas vezes insuficientes para caracterizar tendências sazonais e de longo prazo no movimento da água entre as feições de água superficial e água subterrânea. Portanto, em muitos cenários, pesquisadores que avaliam os processos de intercâmbio devem projetar estudos que levem em conta as condições de mudança.

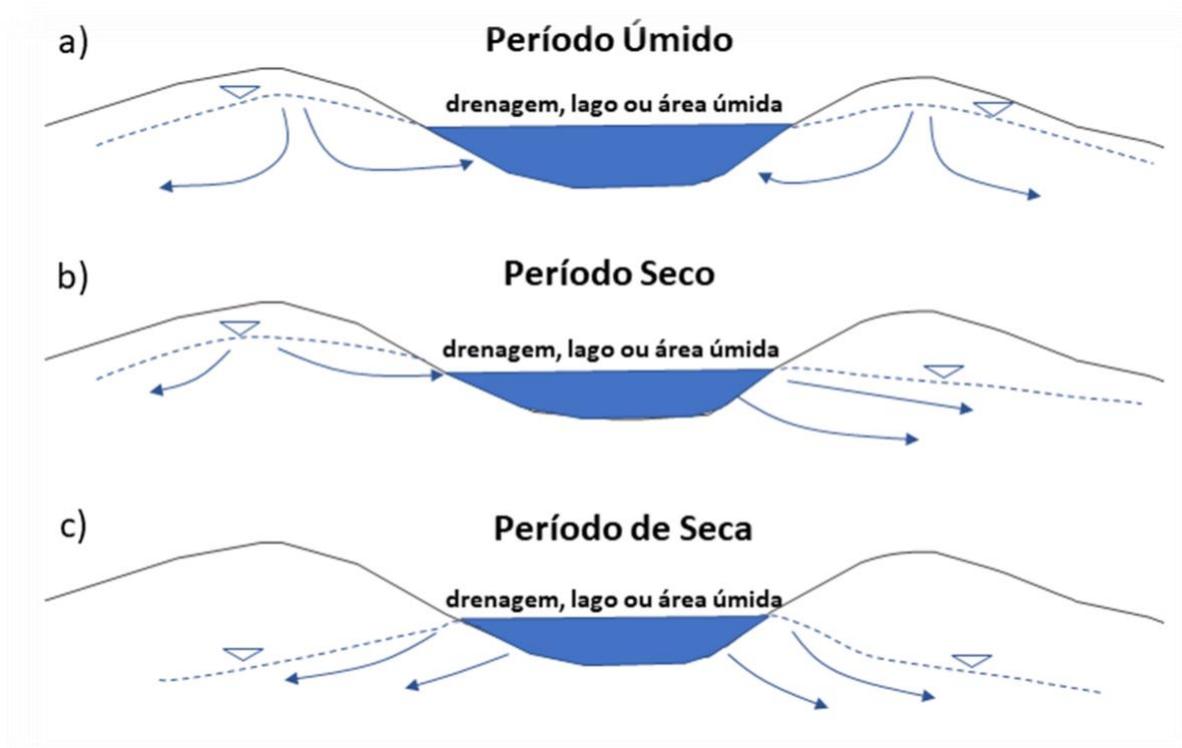


Figura 14 - Variação sazonal (períodos úmidos e secos) do intercâmbio de água subterrânea com drenagens, lagos e campos úmidos em cenário hipotético. a) O período úmido corresponde ao cenário onde a recarga de água subterrânea direciona o sistema e as condições de efluência dominam (linha pontilhada é o nível freático e as setas azuis representam o fluxo de água subterrânea). b) Condições de seca representam tempos com um menor nível de água superficial e reduções no ingresso da água subterrânea resultando em uma mudança para as condições de efluência-influência. c) Condições de seca podem causar condições de influência que passam a dominar (Woessner, 2020).

Os modelos conceituais mostrados nas Figuras 4 a 14 representam as condições básicas fundamentando similaridades e diferenças dos processos de intercâmbio em rios, lagos e campos úmidos. As próximas três seções utilizam os modelos conceituais para descrever intercâmbios com drenagens, lagos e campos úmidos.

2 Drenagens e o Intercâmbio de Água Subterrânea

O intercâmbio entre drenagem e água subterrânea é descrito em escalas de bacia hidrográfica (50 a 500 km²), segmento de vale (100 a 10.000 m²), trechos de rio (10 a 100 m²) e canal/ unidade de habitat (1 a 10 m²) nesta seção, como delineada na **Figura 15** (Bisson et al., 2006).

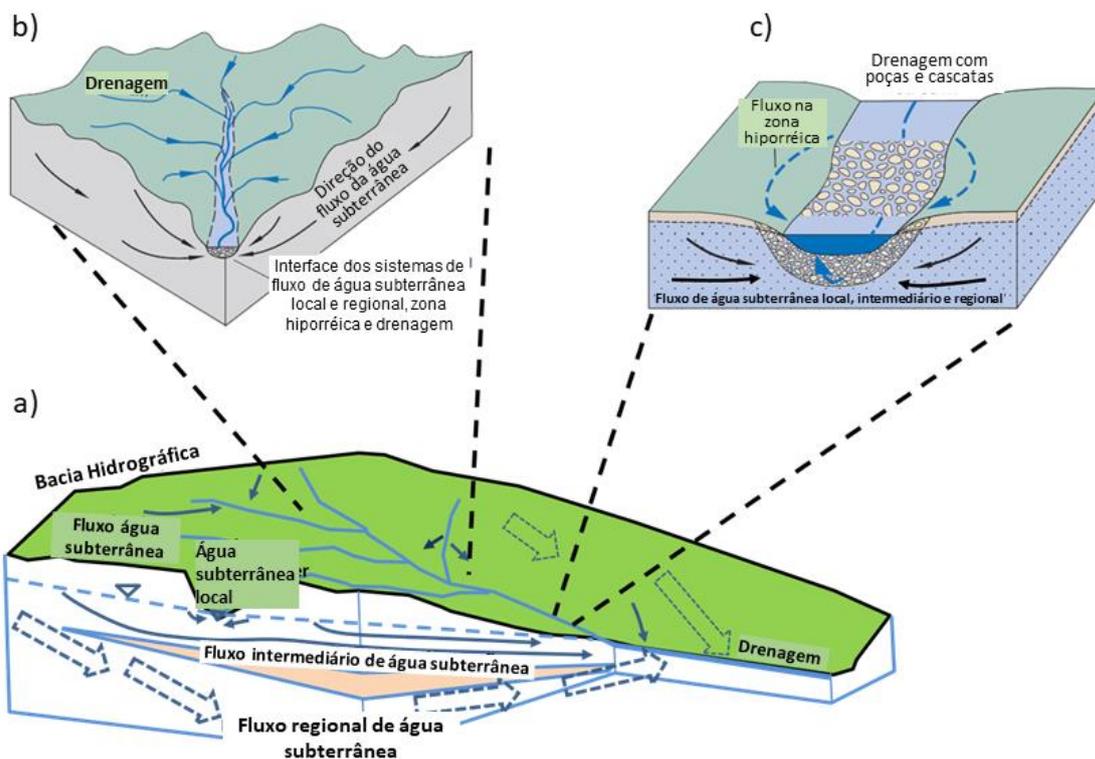


Figura 15 - Intercâmbio drenagem-água subterrânea em múltiplas escalas. a) Na escala de bacia hidrográfica/ paisagem, descargas de água subterrânea em escala intermediária a rasa local para, ou recarregado por tributários e canal principal. O fluxo da água subterrânea na escala de bacia descarrega no canal principal (setas pontilhadas grossas). b) Vales de drenagens menores e planícies de inundação induzem o intercâmbio de água subterrânea. c) O intercâmbio em escala de canal inclui água superficial circulando dentro de leitos e margens bem como o intercâmbio de água subterrânea regional, intermediário e/ou local (setas pretas) (modificado de Healy et al., 2007).

2.1 Drenagem Efluente ou de Ganho

Drenagens efluente ou de ganho ocorrem quando o nível freático adjacente e a carga de água subterrânea abaixo da drenagem são maiores do que o nível de água da drenagem (**Figura 4**, **Figura 16**). Os gradientes da água subterrânea estão para cima (**Figura 16a**). No mapa visto em planta, o fluxo de água subterrânea converge em direção a drenagem e as linhas equipotenciais apontam drenagem acima como um “V” (**Figura 16b**). A água subterrânea que entra na drenagem torna-se fluxo superficial e o nível de água superficial representa a elevação do nível freático na borda da drenagem.

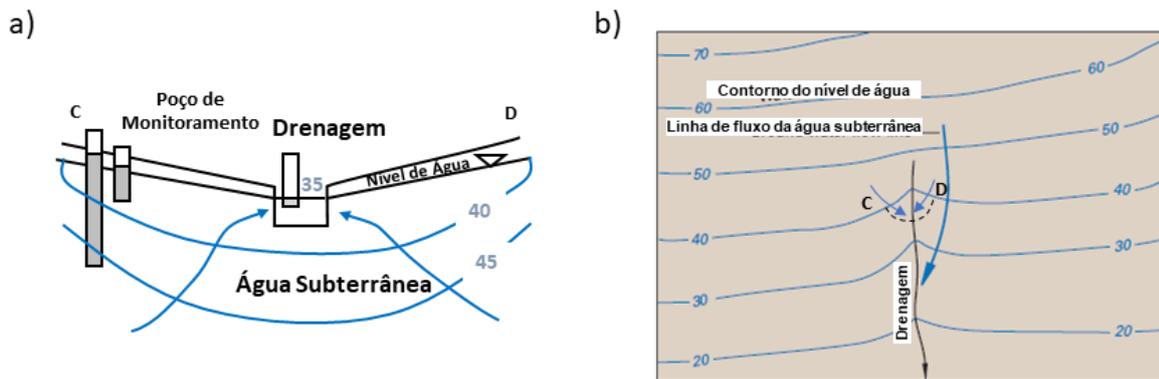


Figura 16 - Seção transversal e mapa visto em planta das interações água subterrânea-drenagem (ganho de drenagem). Linhas equipotenciais e valores de carga relativa são mostrados como contornos de cor azul do nível freático. O fluxo de água subterrânea está em direção indicada pelas setas azuis. As condições do aquífero são assumidas como sendo isotrópico e homogêneo. Os poços de monitoramento estão abertos somente na base. a) Seção transversal mostrando gradiente de água subterrânea ascendente e descarregando no canal (Woessner, 2018). b) Visto em planta, as linhas equipotenciais cruzam a drenagem em direção a um ponto (pontos V acima da drenagem). A localização aproximada da seção transversal na **Figura 16a** (C-D) é a linha pontilhada em preto localizado ao longo das linhas de fluxo que converge para a drenagem (depois de Healy et al., 2007).

2.2 Drenagem Influyente ou de Perda

Drenagens influente ou de perda ocorrem quando o nível de água subterrânea adjacente e as cargas abaixo da drenagem são mais baixos do que o nível de água da drenagem. Quando a drenagem e o nível de água subterrânea estão bem conectados (exemplo, **Figura 5**) a água flui diretamente do canal da drenagem a água subterrânea adjacente (**Figura 17a**). No mapa, quando a água subterrânea e a drenagem estão totalmente conectadas, o fluxo de água subterrânea diverge da drenagem (**Figura 17b**). Linhas equipotenciais apontam com um “V” a jusante. Sob estas condições, o nível de água da drenagem representa a elevação do nível freático.

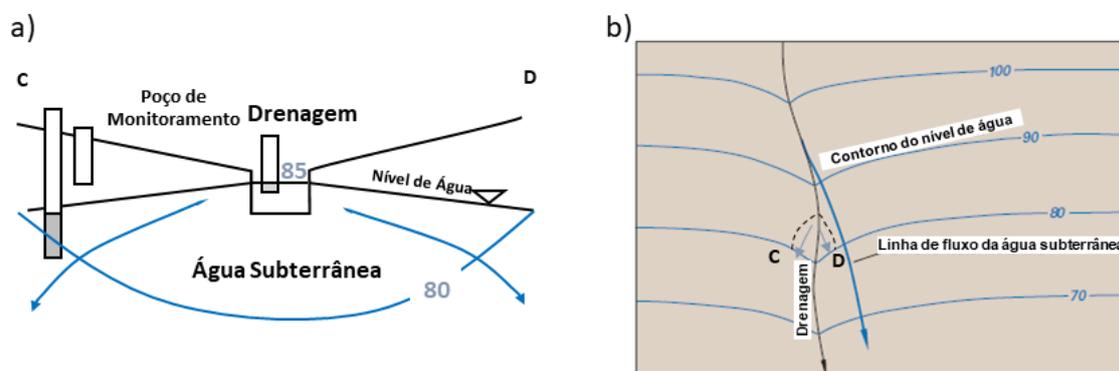


Figura 17 - Seção transversal e visão em mapa das interações influentes da água subterrânea-drenagem (perda na drenagem). Linhas equipotenciais e valores de carga relativa são mostrados com contornos do nível freático em cor azul. O fluxo de água subterrânea está na direção indicada pelas setas em azul. Condições de aquífero são assumidas para ser isotrópico e homogêneo. Os poços de monitoramento são abertos na base. a) Seção transversal mostrando o gradiente da água subterrânea descendente e a água subterrânea sendo recarregada pelo canal (Woessner, 2018). b) Em mapa, as linhas equipotenciais cruzam a drenagem e aponta na direção jusante (V jusante). A localização da seção transversal em (a) (C-D) é aproximado pela posição da linha pontilhada preta (depois de Healy et al., 2007).

Em contraste, uma drenagem influente pode estar também desconectada do nível de água subterrânea subjacente, neste caso, o vazamento para a água subterrânea é feito pela percolação (**Figura 18** e **Figura 19**). Quando a drenagem é suspensa acima do nível freático, o nível de água da drenagem não representa a elevação do nível de água subterrânea local. Em alguns cenários, o vazamento da drenagem cria uma acumulação de água subterrânea abaixo da drenagem e trajetórias de fluxo divergentes ocorrem (**Figura 18a** e **b**). Quando as taxas de vazamento são baixas e a condutividade hidráulica é grande, o vazamento pode ter um pequeno efeito na direção de fluxo da água subterrânea (**Figura 19a** e **b**).

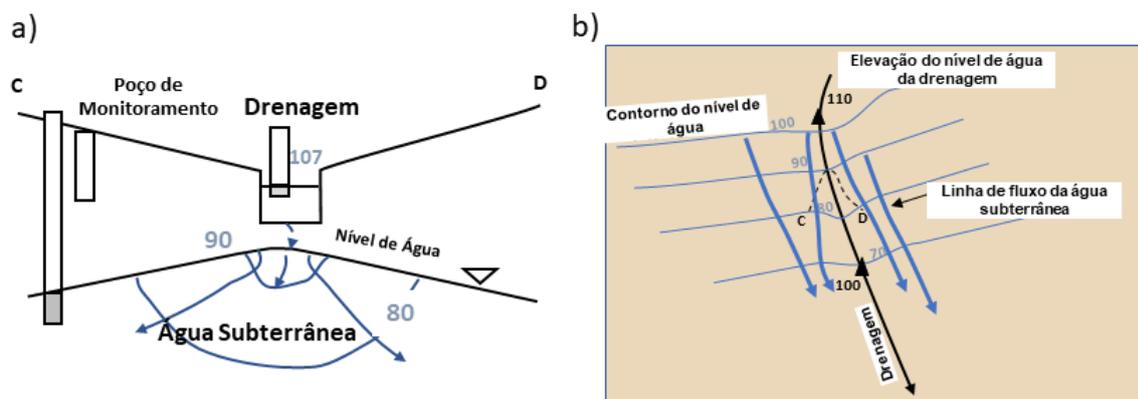


Figura 18 - Seção transversal e visão em mapa de uma drenagem influente (de perda) suspensa acima do sistema de fluxo de água subterrânea. A seta pontilhada mostra a água da drenagem percolando através da zona vadosa para o aquífero freático. Triângulos em preto são as localizações das medições dos níveis de água da drenagem e os números em preto são os níveis da drenagem. Linhas equipotenciais e valores relativos de carga são mostradas como contorno em cor azul de nível freático. O fluxo de água subterrânea possui uma direção indicada pelas setas azuis. As condições do aquífero são assumidas como isotrópico e homogêneo. Os poços de monitoramento estão abertos somente na base. a) Seção transversal mostra o acúmulo de água subterrânea abaixo do canal da drenagem. b) Uma visão em mapa mostrando linhas equipotenciais que cruzam a drenagem, curvando para montante. As linhas de fluxo da água subterrânea (setas azuis) são mostradas nestes exemplos como próximas e paralelas ao canal. A localização da seção transversal (C-D) é aproximadamente a posição da linha pontilhada em preto (Woessner, 2020).

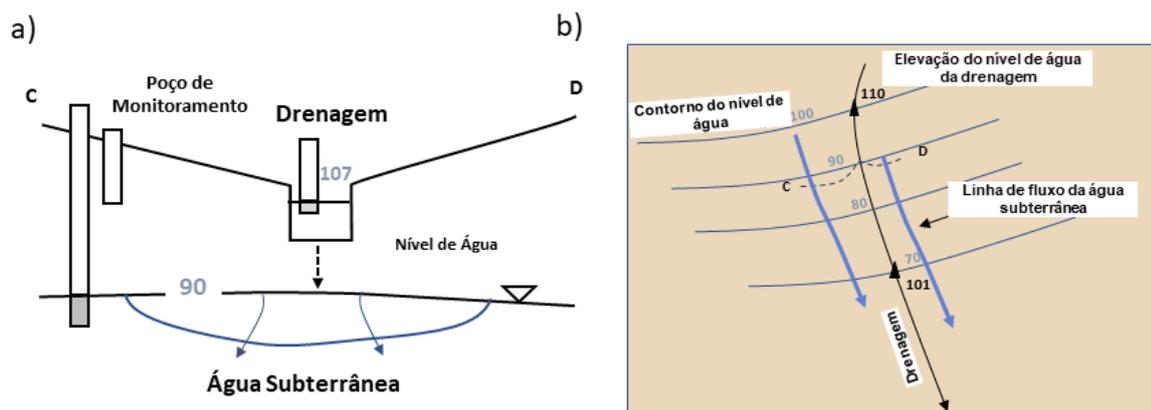


Figura 19 - Drenagem com perda (influyente) suspensa acima do sistema de fluxo de água subterrânea onde as taxas de recarga e as condições hidrológicas causam acúmulo mínimo de água subterrânea abaixo da drenagem. As linhas de fluxo das águas subterrâneas são mostradas como paralelas ao canal neste exemplo. Poços de monitoramento estão abertos somente na base. a) A seta pontilhada representa a água de drenagem percolando para o nível freático. b) Triângulos em preto são localização dos níveis de água da drenagem e os números em preto são as elevações dos níveis da drenagem. O nível freático está abaixo do fundo da drenagem e os níveis de água da drenagem não representa a elevação do nível freático. A localização da seção transversal (C-D) é aproximada pela posição da linha pontilhada em preto (Woessner, 2020).

2.3 Drenagem Efluente - Influyente

Drenagens efluente-influyente ocorrem quando o nível freático adjacente a drenagem é mais elevada de um lado do canal e mais baixo no seu lado oposto (**Figura 20**). A água subterrânea entra na drenagem através de uma seção do leito e da margem da drenagem, e a água dessa drenagem sai no leito e margem oposta recarregando o sistema local de água subterrânea (**Figura 20a**). Linhas equipotenciais são paralelas ao canal da drenagem (**Figura 20b**). Sob estas condições, o nível de água da drenagem está conectado ao sistema de água subterrânea e representa a elevação do nível freático.

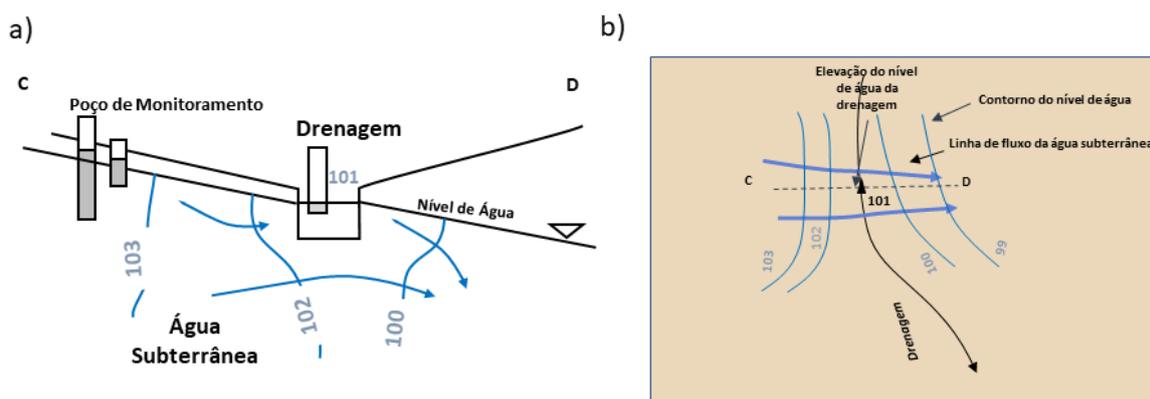


Figura 20 - Seção transversal e visão em mapa de uma drenagem efluente-influyente. O triângulo preto é a locação do nível de água superficial e o número em preto é a elevação do nível de água superficial. Linhas equipotenciais e valores relativos de carga são mostrados em contorno do nível freático em azul. Poços de monitoramento estão abertos na base somente. a) Seção transversal mostrando a água subterrânea descarregando na margem esquerda e recarregando o sistema de água subterrânea adjacente na margem direita. b) A visão em mapa mostra que as linhas equipotenciais estão em paralelo ao canal da drenagem. As linhas de fluxo da água subterrânea são perpendiculares ao canal da drenagem. A localização da seção transversal é aproximada pela posição da linha pontilhada preta (C-D) (Woessner, 2020).

2.4 Drenagem com Intercâmbio Nulo (ou Zero)

Quando a elevação do nível freático espelha o nível de água superficial, a água subterrânea flui paralelo ao canal e as condições de intercâmbio zero ocorrem (**Figura 21a**). Como não há gradiente entre a drenagem e o sistema de água subterrânea, os contornos do nível freático cruzam a drenagem em ângulos retos e o fluxo é paralelo ao canal (**Figura 21b**). Neste cenário, o nível de água superficial da drenagem representa a elevação do nível freático local. Este cenário ocorre quando porções de uma drenagem apresenta transição entre condições de efluência e influência. Sua extensão e duração não são comumente discutidos na literatura.

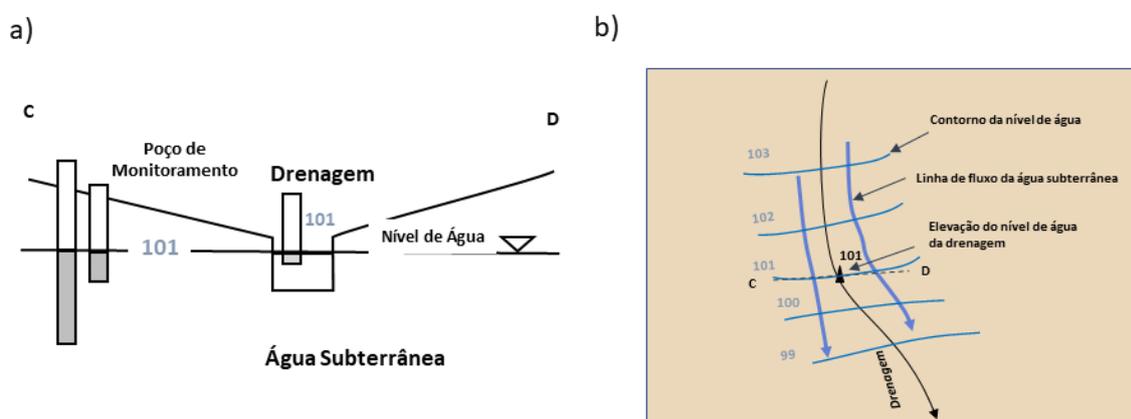


Figura 21 - Seção transversal e visão em mapa das condições de intercâmbio zero (fluxo paralelo). O triângulo em preto é a localização do nível de água superficial da drenagem e o número em preto é a medida desse nível. Linhas equipotenciais e valores relativos de carga são mostrados como contornos de nível freático em azul. O fluxo da água subterrânea está em direção indicada pelas setas azuis. As condições do aquífero são assumidas como isotrópicas e homogêneas. Os poços de monitoramento estão abertos somente na base. a) Seção transversal mostrando intercâmbio zero. O nível de água superficial da drenagem e da carga de água subterrânea são iguais nesta localização e o fluxo da água subterrânea é paralelo a drenagem. b) Visão em mapa mostrando linhas equipotenciais que cruzam o canal em ângulos retos. As linhas de fluxo de água subterrânea são paralelas ao canal da drenagem. Neste exemplo, o nível de água superficial da drenagem reflete o nível freático local. A localização da seção transversal (C-D) está aproximadamente na posição da linha pontilhada em preto (Woessner, 2020).

2.5 Drenagens Perenes, Intermitentes e Efêmeros

Em geral, as condições de fluxo em drenagem podem ser descritas em termos da presença/ duração do fluxo, como contínuas e descontínuas, e em muitos casos, são diretamente relacionadas a natureza do processo de intercâmbio de água subterrânea. As drenagens referidas como perenes possuem fluxos o ano inteiro e são muitas vezes sustentadas pelo fluxo de base (condições efluentes) quando o escoamento superficial é insuficiente para manter a descarga (**Figura 22a**). Drenagens intermitentes fluem somente quando a descarga de água subterrânea (efluente) e/ou uma precipitação suficiente mantêm os fluxos. Entretanto, existem períodos quando o nível freático cai abaixo das porções efluentes do canal e o fluxo da drenagem recarrega a água subterrânea subjacente. Se o vazamento do canal é alto, todo o canal ou porções dele se tornam secos por um período. Drenagens efêmeras somente fluem em resposta ao escoamento superficial visto que o nível

freático geralmente permanece abaixo do fundo do canal (**Figura 22c**). Muito do tempo das condições de influência ocorrem no fluxo de canal. Estas drenagens permanecem secas quando não ocorre o escoamento superficial.

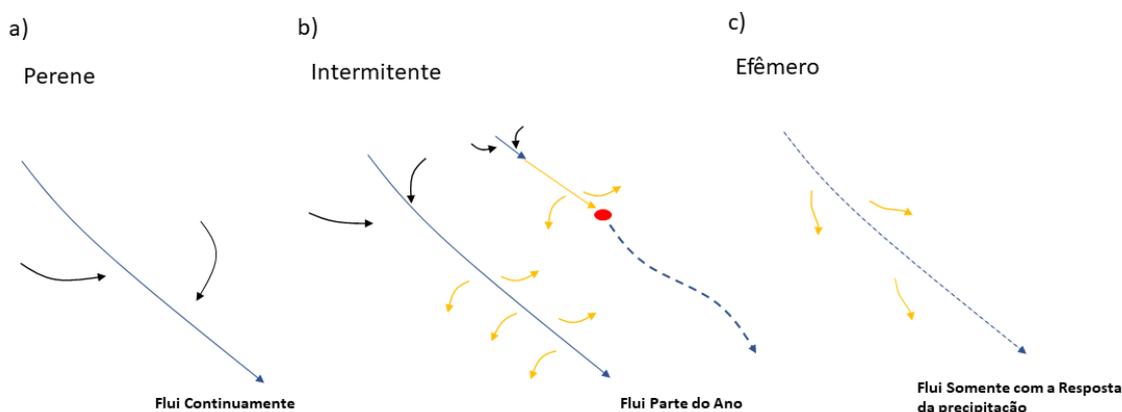


Figura 22 - Visão em mapa de canais de drenagem (setas de traços contínuos longos e pontilhados em azul; o fluxo de superfície vem da porção superior a esquerda para a porção mais baixa a direita) ilustrando o intercâmbio de água subterrânea em 3 cenários. As setas pequenas indicam direções gerais de intercâmbio de água subterrânea (setas pretas) e a água superficial (setas laranjas). a) Drenagens efluentes e perenes onde a água subterrânea descarrega na drenagem e o fluxo é mantido o ano todo. b) Fluxo intermitente da drenagem é direcionado pela precipitação e descarga de água subterrânea. Seções da drenagem podem estar ganhando ou perdendo água durante períodos de fluxo cheio do canal (diagrama a esquerda). Durante um período do ano, a entrada de água subterrânea diminui e o vazamento da drenagem (seta do canal em laranja) aumenta (diagrama a direita de b) de tal modo que todo ou partes do canal se tornarão secos (pontos em vermelho e linha pontilhada em azul). c) Drenagens efêmeras não têm fluxo na drenagem até que a precipitação cause o escoamento superficial. Fluxos de drenagem fogem do canal (influyente). Os canais se tornam secos quando o escoamento superficial cessa e/ ou as taxas de fuga excedem o fluxo da drenagem (Woessner, 2020).

2.6. Intercâmbio em Escala de Bacia Hidrográfica

Hidrogeólogos geralmente caracterizam rios, drenagens, córregos, riachos, canais e outras feições lineares onde fluem a água superficial, ou recebendo descarga, ou atuando como uma fonte de recarga de água subterrânea (**Figura 16** e **Figura 17**). Em escala regional, esta categorização pode ser apropriada, ainda que muito simplificada, ao avaliar condições em locais com áreas menores (exemplo, **Figura 15**).

Tóth (1963) destaca em como os sistemas de água subterrânea de escala regional/bacia hidrográfica que cobrem grandes áreas se comportam, quando a recarga e as condições geológicas permitem que níveis de água subterrânea sejam desenvolvidos e refletem os altos e baixos topográficos de uma paisagem. Nestes cenários, se áreas de descargas de modo geral são assumidas para representar o intercâmbio com os corpos de água superficial (rio, lago ou áreas úmidas), as localizações e os processos do intercâmbio na escala de paisagem podem ser mostrados como ilustrados na **Figura 11** e **Figura 12**. Tóth examinou como o comprimento da trajetória do fluxo, topografia do nível de água subterrânea, inclinação do nível freático, anisotropia, e espessura do aquífero impactam o intercâmbio de água subterrânea nas localizações dos pontos de descarga (vistos aqui como corpos de água superficiais). Seu trabalho mostrou que drenagens de ganho regionais

podem receber o fluxo de água subterrânea de um grande sistema de fluxo regional, de um sistema intermediário, e/ou sistema de fluxo local (**Figura 11**). No contexto de paisagem de Tóth (1963), as condições influentes das águas superficiais ocorrem se as feições localizadas nos altos topográficos e nas divisões de água subterrânea recarregam a água subterrânea. Entretanto, como dito previamente, quando as combinações de recarga e das condições geológicas não criam configurações de superfície de nível de água subterrânea que refletem a topografia de superfície, as condições regionais de água subterrânea permitem o domínio do intercâmbio, e as condições de influência podem ocorrer em baixos topográficos como nas feições localizadas em áreas de divisão de água subterrânea (**Figura 11** e **Figura 12**)

Na escala de bacia quando as drenagens são dominadas pelas condições efluentes, os registros de vazão nas estações fluviométricas podem ser utilizados para quantificar a porção da contribuição anual de água subterrânea numa drenagem. O fluxo de base de uma drenagem representa uma adição de água subterrânea para a drenagem dentro da área da bacia, acima da estação fluviométrica (**Figura 23**). Quando a vazão da drenagem é medida e outros componentes do balanço hídrico da bacia computados, as contribuições de água subterrânea para a vazão da drenagem são quantificadas (como discutido na Seção 5.2).

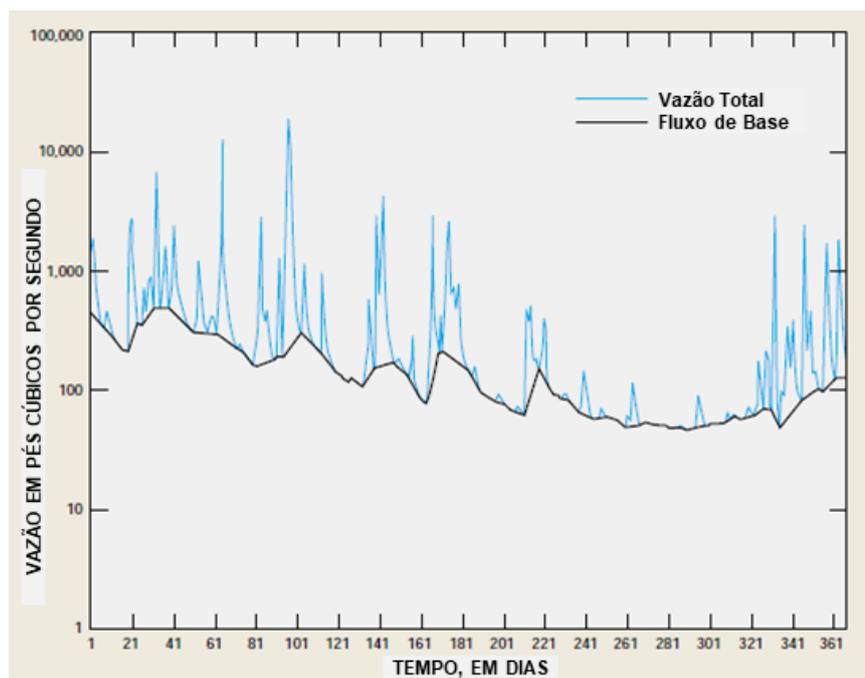


Figura 23 - Uma hidrógrafa de drenagem do Rio Homochitto, Mississippi, USA, mostrando a descarga total em 361 dias. A área do gráfico abaixo da linha preta representa o fluxo de base, porção esta da descarga total contribuída pela descarga de água subterrânea na área da bacia de contribuição acima da localização desta estação fluviométrica (Winter et al., 1998).

Certamente, as localizações e as taxas do intercâmbio regional variam com o tempo. Hidrógrafas de drenagem documentam esta variação. Em adição, as localizações e taxas de intercâmbio com os afluentes de cabeceira e as drenagens em terrenos áridos variam dependendo de sua interação com a água subterrânea e escoamento superficial.

2.7. Intercâmbio em Escala de Segmento de Vale/ Corredor de Rio

A escala de segmento de vale inclui intercâmbio dentro de todo o corredor do vale ao longo de algumas dezenas de quilômetros de canais de drenagens e zonas ripárias associadas, planícies aluviais ativas e inativas, e antigos terraços de rios. Woessner (2000) descreveu essa área de múltiplas feições como planície fluvial (**Figura 24**). Exceto para o embasamento alinhado às paisagens do canal, em geral, os sedimentos de planície fluvial incluem depósitos de materiais anisotrópicos e heterogêneos.

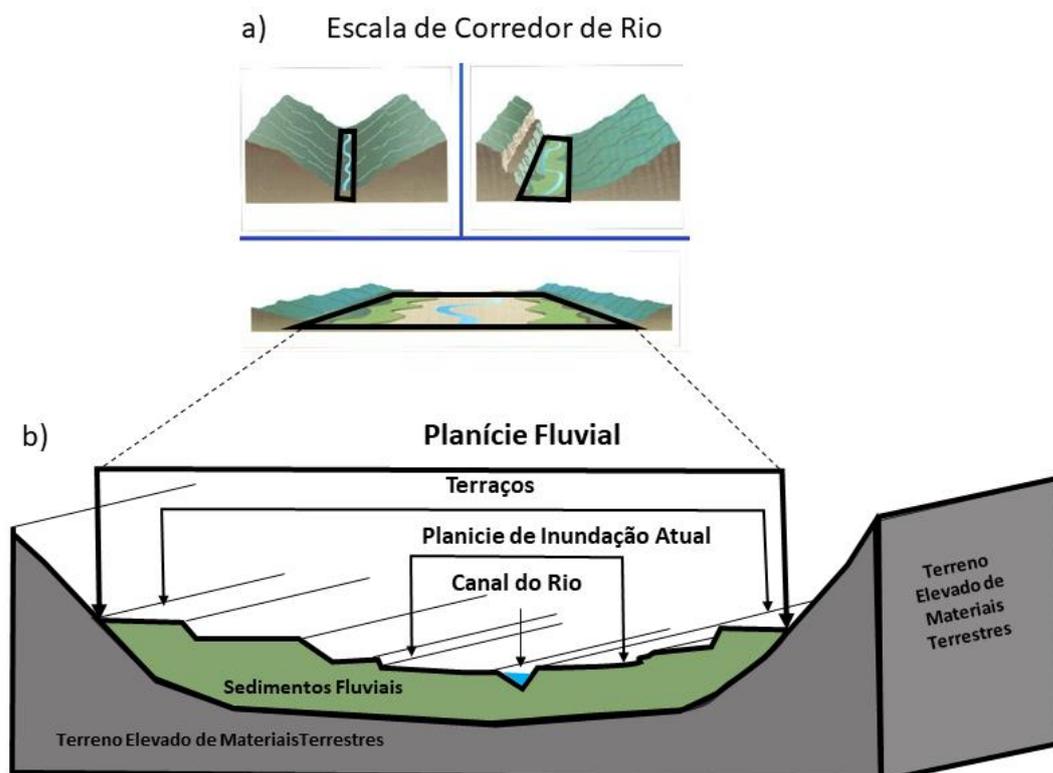


Figura 24 - Segmento de vale/corredor de rio e a planície fluvial. a) O corredor de rio inclui o canal e as terras baixas ao redor (retângulo preto) e representa quilômetros de comprimento do canal da drenagem. b) A paisagem que compõe o corredor da drenagem é referida como planície fluvial. É usualmente composto por sedimentos fluviais inconsolidados e incluem o canal do rio, planície de inundação atual, e antigos terraços de rio. É limitado pelas terras altas adjacentes que podem ser compostas por materiais terrestres (em cinza) (modificado de USEPA, 2019).

O intercâmbio nesta escala é mais comumente quantificado como mudanças calculadas do balanço hídrico no fluxo da drenagem entre duas estações fluviais ou pontos de medição. Na forma mais simples, uma estação fluviométrica a montante e a jusante são selecionadas, a descarga é determinada em ambos os pontos e o balanço hídrico é computado. Os resultados determinam se a seção do corredor do rio está ganhando, perdendo ou mostrando nenhuma mudança no fluxo (**Figura 25**). Vários tipos de intercâmbio de canal de fluxo podem estar ocorrendo ao longo dos segmentos de rio selecionados; entretanto, as análises de fluxo produzirão a interação para um determinado segmento sem identificar se os processos de troca em algumas seções do segmento diferem desse intercâmbio. O balanço hídrico é mais complexo quando fontes adicionais ou perdas

de água ocorrem dentro de uma seção estudada (Figura 26). É necessário quantificar os erros das medições do fluxo para determinar se as diferenças do fluxo medido são significantes (exemplo, Healy et al., 2007) como discutido na Seção 5 deste livro.

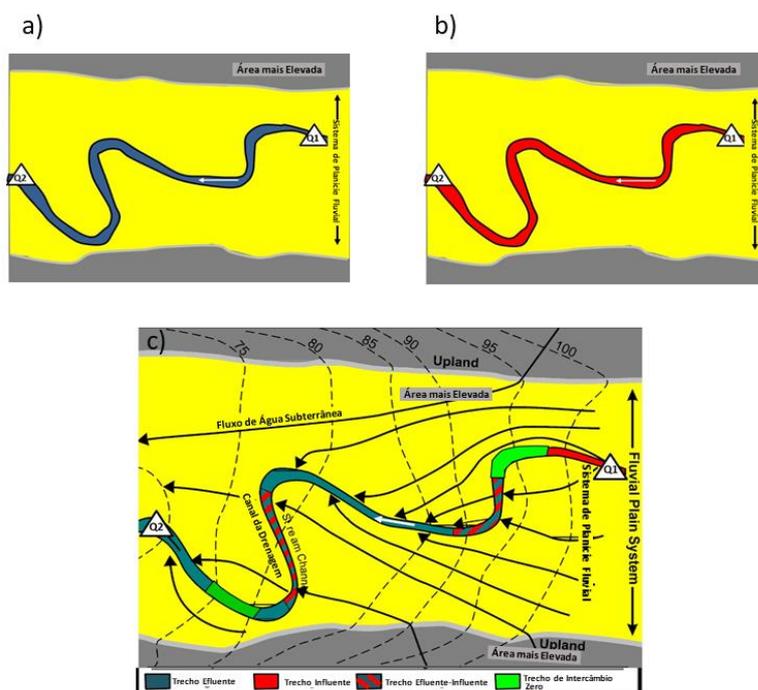


Figura 25 - Visão em mapa de um segmento de vale e duas locações de estações fluviométricas, Q1 a montante e Q2 a jusante (triângulos). a) Um canal de drenagem com ganho onde a taxa medida de fluxo a montante, Q1, é menor que a taxa de fluxo a jusante, Q2 (indicado pelo canal em azul acinzentado). b) Um corredor de drenagem com perda, onde a taxa de fluxo medido a montante, Q1, é maior do que a taxa de fluxo de jusante, Q2. c) Um exemplo de canal de drenagem com ganho em que $Q1 < Q2$; entretanto, o intercâmbio dentro do segmento é complexo (Woessner, 2020).

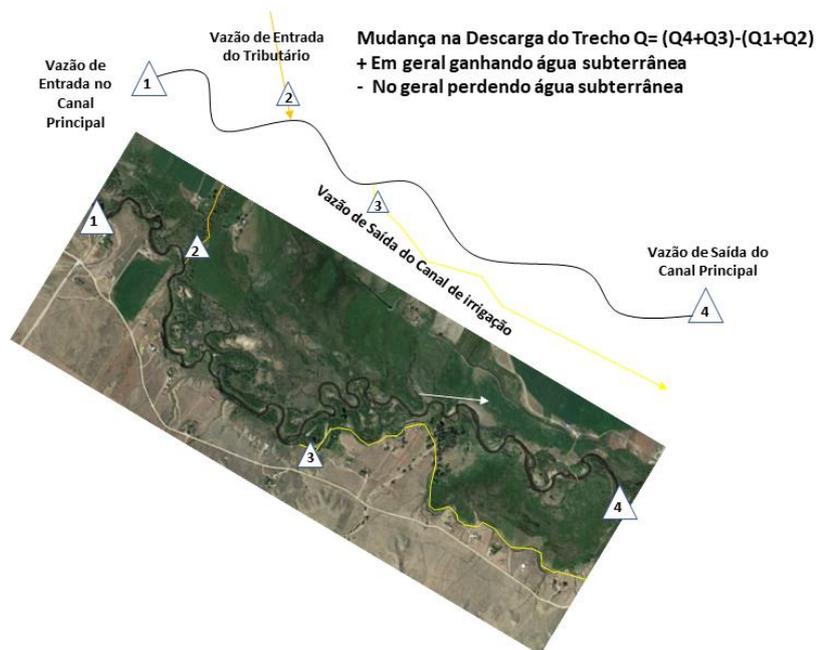


Figura 26 - Exemplo de um corredor de rio de 3 km que tem uma entrada de água de um tributário na estação fluviométrica 2, e a perda de água por um desvio de canal de irrigação na estação fluviométrica 3. O processo de intercâmbio dominante é calculado pela equação mostrada na figura. Essa assume que não há outras entradas e saídas significativas ocorrendo sobre o período de quando o fluxo é medido (exemplo, evaporação, transpiração). A imagem da foto é de Google Earth em 2015 (Woessner, 2020).

A caracterização do intercâmbio em escala de segmento de vale/ corredor de rio agrupa condições em duas medidas de descarga de fluxo. O intercâmbio pode variar quando o fluxo de drenagem muda com o tempo. Se os corredores de rio são dominados pelo fluxo de perda, a recarga da água da drenagem entrará nos materiais geológicos fluviais ao redor e nos terrenos mais elevados. Parte desta água pode ser recirculada na planície fluvial e descarregar atrás do canal na seção a jusante da drenagem. Em outros cenários, a água pode entrar em um sistema regional de água subterrânea maior e não retornar ao corredor do rio.

2.8 Intercâmbio em Escala de Segmento de Rio/ Planície de Inundação

O intercâmbio de água subterrânea e rio vistos a uma escala de segmento de rios, de dezenas de metros a quilômetros, pode conter um processo único de intercâmbio ou condições de trocas múltiplas. O intercâmbio na escala de segmento de rio é influenciado pelos processos fluviais gerando sedimentos nos segmentos/ planície de inundação. Woessner (2000) observou que em muitos cenários dominados por sedimentos inconsolidados onde a água subterrânea flui através do segmento de drenagem, o intercâmbio é influenciado pela presença de um contraste na condutividade hidráulica de sedimentos fluviais que geralmente direciona o fluxo da água subterrânea para baixo da planície fluvial (**Figura 27**).

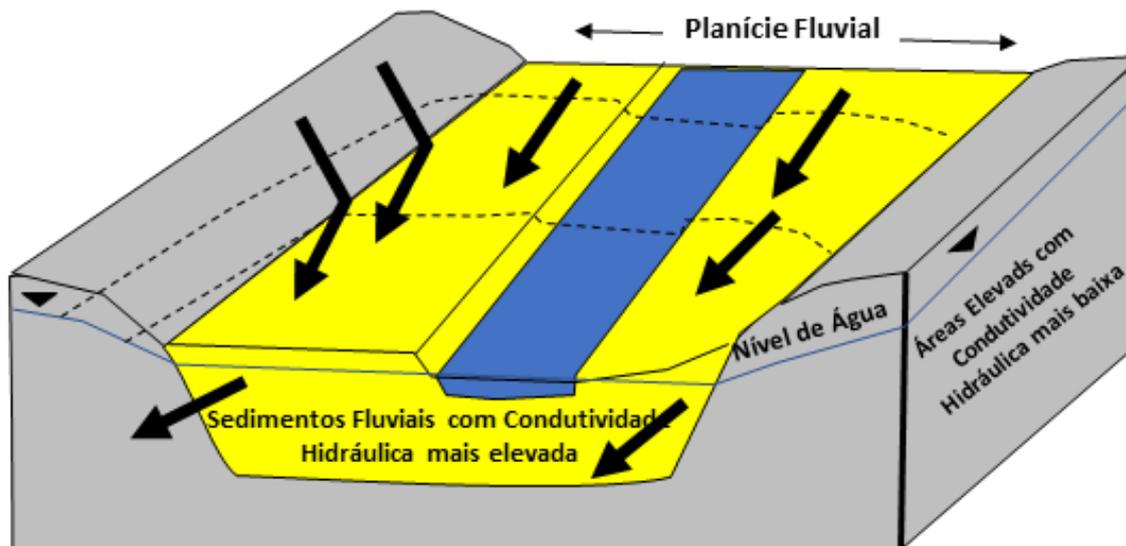


Figura 27 - O fluxo de água subterrânea na vizinhança do segmento do rio. O rio está fluindo da parte de trás do bloco diagrama para a frente. Linhas pontilhadas são contornos do nível de água subterrânea (cargas decrescem na porção inferior do vale) determinado por uma rede de poços de monitoramento e locações de medida de nível da drenagem. As setas pretas indicam direções de fluxo de água subterrânea. As condições de fluxo são representadas como isotrópicas e homogêneas. A água subterrânea flui de terrenos elevados para a planície fluvial. A declividade da planície fluvial e a maior condutividade hidráulica dos sedimentos fluviais direcionam o fluxo no sentido da porção inferior da planície (modificado de Woessner, 2000).

A quantificação do intercâmbio em segmento de drenagem é muitas vezes baseada nas mudanças do fluxo do rio entre duas estações fluviométricas utilizadas para definir o segmento (como foi descrito no intercâmbio de segmento de vale na seção anterior). Em adição, os detalhes do intercâmbio ao longo do segmento são obtidos pelo mapeamento das relações do nível de água do rio e do nível freático na vizinhança do segmento (**Figura 28**).

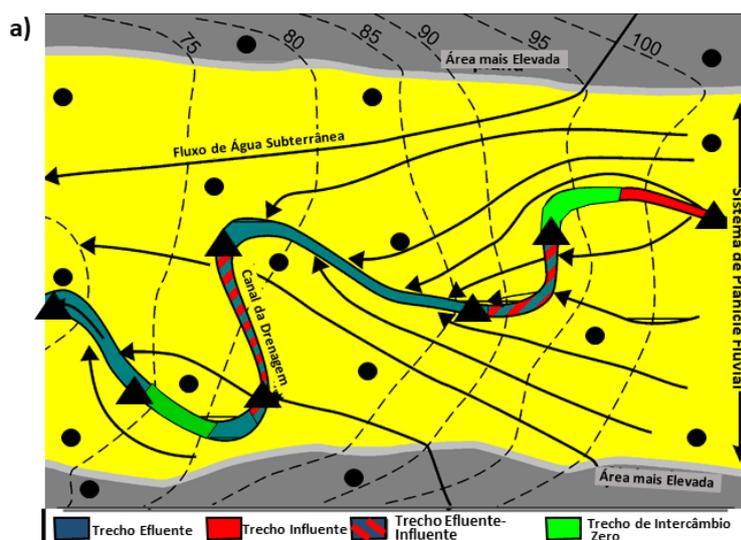


Figura 28 - Fluxo da água subterrânea e intercâmbio nas porções do segmento definido como de ganho, de perda, efluente – influente e intercâmbio zero. Linhas pontilhadas são contornos do nível freático determinado pela rede de poços de monitoramento (pontos pretos) e das localizações de medições do nível de água da drenagem (triângulos pretos). Setas em preto são as direções de fluxo da água subterrânea. Condições de fluxo são representados como isotrópicos e homogêneos. O fluxo da água subterrânea é dos terrenos altos para a planície fluvial nestes exemplos. a) Uma seção esquemática de meandro de drenagem com segmentos que mostram fluxo da drenagem deixando e entrando no canal. b) Uma seção esquemática de rio entrelaçado mostrando complexo padrões de intercâmbio (Woessner, 2018).

Os níveis de água na rede de monitoramento de água subterrânea podem ser emparelhados com as medidas do nível de água da drenagem para obter locações e padrões de intercâmbio bidimensional ou tridimensional de água subterrânea. O intercâmbio de água subterrânea em escala de segmento de drenagem muitas vezes é simulado em modelos quando taxas, locações e tempo do intercâmbio é requerido para conhecer as metas de modelamento. Uma variedade de abordagens e ferramentas estão disponíveis para simular o intercâmbio (exemplo, Anderson et al., 2015; Cardenas, 2015).

Como apresentado anteriormente, um segmento de drenagem que é dominado pela descarga de água subterrânea (drenagem efluente ou de ganho) aumenta a descarga entre a porção superior e inferior dos pontos de observação. Sob estas condições, a drenagem pode exibir uma mudança na composição química de água que representa a adição de um diferente tipo de água para a drenagem. Em segmentos de drenagem com perda, a composição química da drenagem geralmente permanece relativamente constante, porque não há mistura com a água subterrânea. Em vez disso, a composição química da água subterrânea associada com a drenagem refletirá sua mistura com a água da drenagem, fluindo para o sistema de água subterrânea. Segmentos com ganho e perda podem mostrar mudanças na composição química em ambas as águas superficiais e subterrâneas na porção baixa do gradiente de água subterrânea formado.

Quando a água de superfície e a água subterrânea interagem, a água superficial e a água subterrânea podem exibir mudanças nas composições iônicas e isotópicas, e/ ou temperatura (exemplo, Healy et al., 2007; Boana et al., 2014). Se existirem contrastes significantes em ambas as composições químicas das águas superficiais ou subterrâneas, modelos químicos de misturas poderão render informações adicionais nas taxas e locações de intercâmbio na escala de segmento de rio, e/ou refletir a assinatura geoquímica da descarga da água subterrânea. A Seção 5 descreve metodologias apropriadas para utilização de cara informação para avaliar os locais de intercâmbio e taxas.

Em alguns segmentos de rio com perda e com perda e ganho, a água superficial que recarrega a água subterrânea na planície de inundação segue a trajetória de fluxo para a seção de drenagem efluente, onde a água que se originou da drenagem reentra na própria drenagem. Este processo é observado em trajetórias curtas de fluxo associadas às feições de canais específicas, bem como em escala de grandes planícies de inundação (Winter et al., 1998; Woessner, 2000; Diehl, 2004) (Figura 29). A água que flui da drenagem através do sistema de água subterrânea e retorna à drenagem é referida como água hiporréica e a área onde ela ocorre como zona hiporréica (exemplo, Woessner, 2017). Na escala de segmento de drenagem, este processo de intercâmbio é tridimensional e influencia as condições geoquímicas e ecológicas nas porções das planícies de inundação (exemplo, Poole et al., 2008; Buss et al., 2009; Boana et al., 2014).

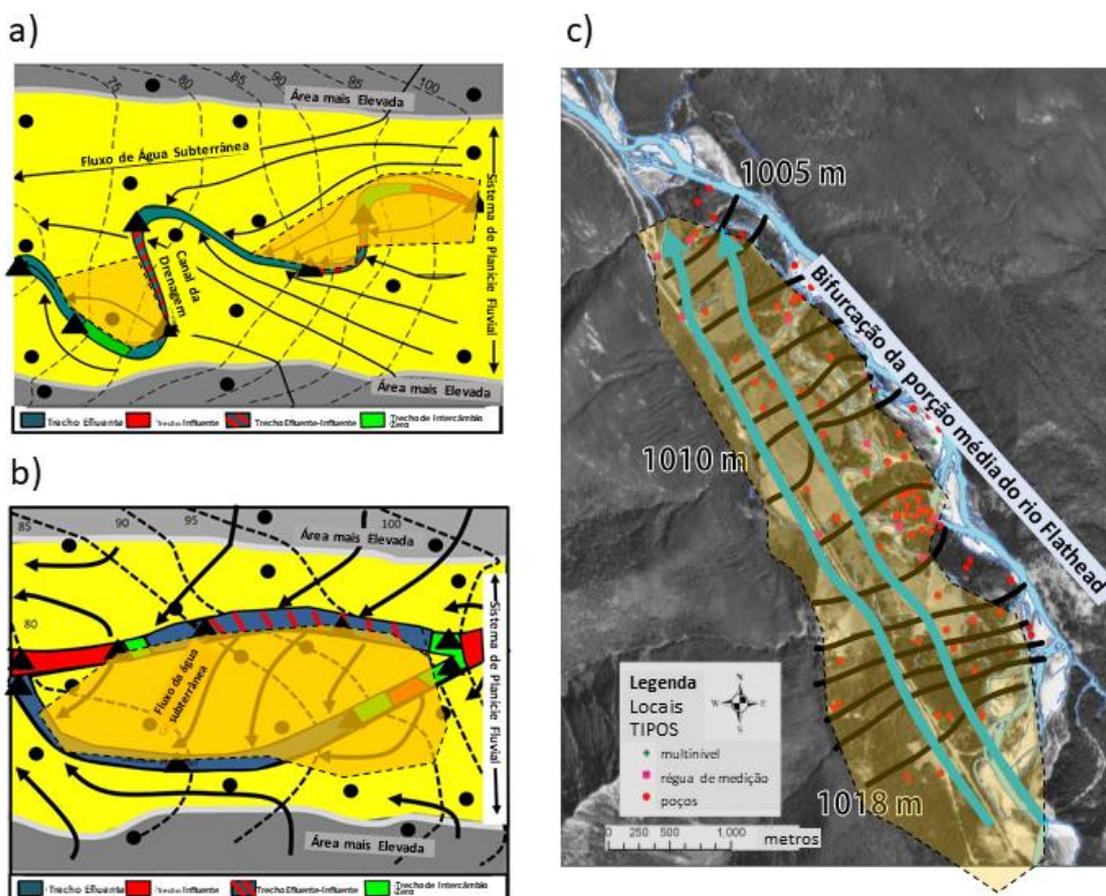


Figura 29 - Exemplos de escala de segmento de drenagem de zonas de fluxo hiporréico (área em laranja com contorno de linhas pontilhadas). a) Esquema de segmento de drenagem meândrico e as localizações de fluxos hiporréicos (Figura 28a). b) Esquema de um segmento entrelaçado e as localizações de fluxos hiporréicos (Figura 29b). c) Mapa do nível freático (linhas equipotenciais pretas) de sistema raso de água subterrânea em planície de inundação composto por areia, cascalho e seixos/ calhaus, com oito quilômetros de comprimento da bifurcação na porção média do rio Flathead, Montana, USA. As setas longas de cor azul claro representam as trajetórias de fluxo hiporréico de montante (sudeste) da porção do canal. O rio está perdendo fluxo na planície de inundação adjacente. Locações de piezômetros multinível, medidores individuais e poços são mostrados (modificado de Diehl, 2004).

Novamente, é importante notar que, em alguns cenários, embora que no geral, o processo de intercâmbio possa ser descrito como efluente ou influente, os intercâmbios múltiplos de água subterrânea – água superficial, podem tomar lugar entre limites definidos de segmentos de drenagem (Figura 28). Se as investigações de intercâmbio focam comprimentos curtos de canal, os processos de intercâmbio diferentes podem dominar.

O intercâmbio de escala de segmento de drenagem são dinâmicos e podem variar temporariamente e espacialmente. As variações de nível de água de drenagem e sistemas de fluxo de água subterrânea em resposta a eventos de precipitação, degelo, e secas, bem como o gerenciamento da água superficial e água subterrânea podem impactar o tipo, localização e taxas de fluxo do intercâmbio em escala de segmento de drenagem.

2.9 Intercâmbio em Escala de Canal

Os modelos conceituais apresentados nas Figuras 15 a 21 sugerem que a água subterrânea pode entrar ou sair do canal de drenagem através de seu leito e margens em múltiplos pontos ao longo do canal (**Figura 28**). Em escala de canal, em adição ao intercâmbio de água subterrânea previamente descrito como efluente, influente, efluente-influente e intercâmbio zero, a água do rio também circula nos sedimentos do leito e margens de rio e planícies de inundação associadas (**Figura 29**). Quando as diferenças de carga entre o nível de água da drenagem e a carga no leito e margens se contrastam, a água da drenagem pode fluir para a água subterrânea rasa e circular de volta para a drenagem como descrito acima. A água da drenagem que sai do leito e margens do canal da drenagem e que retorna ao canal a uma localização a jusante é definida como água hiporréica (**Figura 30**). Stohedahl et al. (2013) observou o intercâmbio hiporréico como dirigido pelas mudanças na geomorfologia do canal (exemplo, dirigido pelo meandro ou cordões marginais), variações no perfil do canal (isto é, dirigido por sequência de soleira e depressão); e pela superfície do leito heterogêneo do canal (dirigido pela base). Segmentos de canal podem ser dominados pelo intercâmbio hiporréico, pelo intercâmbio da água subterrânea ou por ambos, dependendo da hidráulica da água superficial e subterrânea que opera neste segmento. As investigações na escala de canal são mais focadas no intercâmbio hiporréico e nas áreas de descarga de água subterrânea (**Figura 30**).

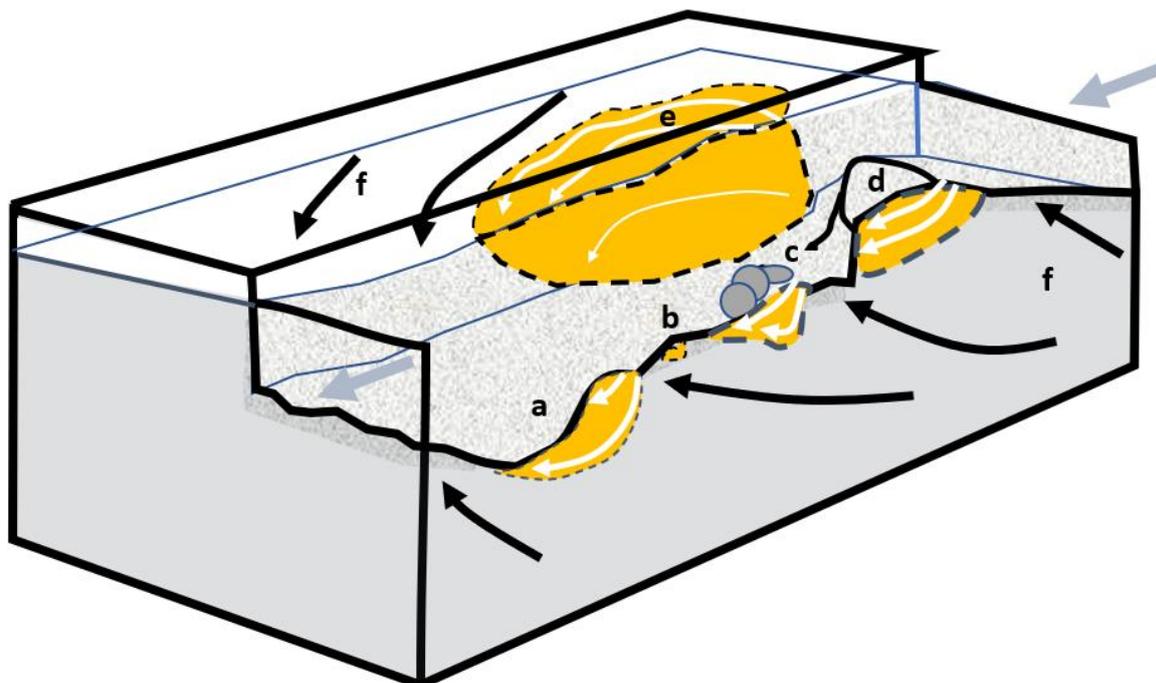


Figura 30 - Canal de drenagem (padrão pontilhado) com fluxo de superfície da direita para esquerda (setas cinza azuladas claras). As locações da zona hiporréica são mostradas em laranja. A água da drenagem que circula no leito é representada pela seta em branco e delineada por linhas pontilhadas. A água superficial deixa a drenagem e se mistura com a água subterrânea que então reentra na drenagem: a. Sequência de soleira e depressão; b. Forma do leito; c. Obstrução; d. Barreira de meio de canal, e. A água da drenagem flui para planície de inundação adjacente e retorna a drenagem; f. Descarga de água subterrânea local, intermediário e regional é focada em porções do fundo da drenagem (modificado de Woessner, 2000).

Pesquisadores também reconhecem que a extensão e magnitude do intercâmbio hiporréico podem ser fisicamente dificultadas para documentar. As mensurações e mapeamentos dos intercâmbios nos canais de drenagem aumentam em complexidade quando as áreas de estudos se tornam menores (exemplo, Woessner, 2000). Muitos estudos contam com instrumentos no canal da drenagem, redes de poços de monitoramento na planície de inundação, análises químicas das águas da drenagem e da zona hiporréica, juntamente com modelações numéricas da dinâmica da água subterrânea e da água superficial. A instrumentalização tipicamente inclui minipiezômetros, infiltrômetros, e monitoramento da temperatura e modelação (exemplo, LaBaugh e Rosenberry, 2008; Woessner, 2017; Weight e Woessner, 2019). Diferenças entre a água superficial e água subterrânea regional, incluindo temperatura, química, isótopos naturais e ambientais, e radônio 222, são frequentemente utilizados para identificar águas hiporréicas ilustradas na **Figura 30** (exemplo, Healy et al., 2007; Boana et al., 2014) e discutidas na Seção 5 deste livro. Em alguns casos, zonas de transição ocorrem onde a água subterrânea de descarga aparece totalmente ou parcialmente misturada com a água de drenagem que foi infiltrada. Quando a descarga da água subterrânea no canal ocorre a uma taxa suficientemente alta, toda água nos sedimentos do leito do canal ou das margens podem estar dominados pela química da água subterrânea e, portanto, sinalizando a ausência de fluxo hiporréico (exemplo, Cardenas e Wilson, 2006). Contudo, em cenários de perda local no canal (por exemplo, depressões), a água do leito e margem de drenagem e da planície de inundação

adjacente será dominado pelas características da água do rio (**Figura 30**). Simulações de fluxo hiporréico têm sido utilizados para avaliar a possível extensão das zonas hiporréicas e a complexidade do fluxo de subsuperfície (exemplo, Woessner, 2000; Cardenas e Wilson, 2006; Tonina e Buffington, 2007; Boano et al., 2014).

2.10 Intercâmbio Hiporréico: Conexões para Sistemas Físicos e Ecológicos

O intercâmbio hiporréico ocorre quando a água de uma drenagem circula dentro e fora do canal, leito e margens do corpo de água, para misturar com o sistema de água subterrânea adjacente. Excelentes avaliações gerais e específicas referentes ao papel físico e ecológico dos sistemas hiporréicos em cenários de riachos e águas subterrâneas são fornecidas em muitos trabalhos (e.g., Winter et al., 1998; Buss et al., 2009; Boano et al., 2014; Cardenas, 2015; Ward, 2016; Woessner, 2017; Hauer e Lamberti, 2017; e Conant et al., 2019).

A zona hiporréica compreende uma porção do sistema de água subterrânea onde a água superficial e a água subterrânea ocorrem como mostrado na **Figura 29** e **Figura 30** (Woessner, 2017). Conant e outros (2019) referem a zona hiporréica como a zona de transição entre os sistemas de água superficial e o de água subterrânea nos quais vários processos biogeoquímicos ocorrem. Em adição às águas que circulam e se misturam, os sistemas hiporréicos também criam habitat e refúgio para macroinvertebrados, microrganismos e peixe. Estes ecótonos aquáticos são influenciados pela química da água e da biota da drenagem (**Figura 31**). As águas que circulam processam carbono, nutrientes e solutos, enquanto abastecem o metabolismo do ecossistema (Woessner, 2017). O intercâmbio hiporréico é visto pelos ecólogos aquáticos como um ecótono entre ecossistemas de água subterrânea e do rio, caracterizado pelas feições hidrológicas, zoológicas, químicas e metabólicas (e.g., Burke e Gonser, 1997; Ward, 2015; Hauer e Lamberti, 2017).

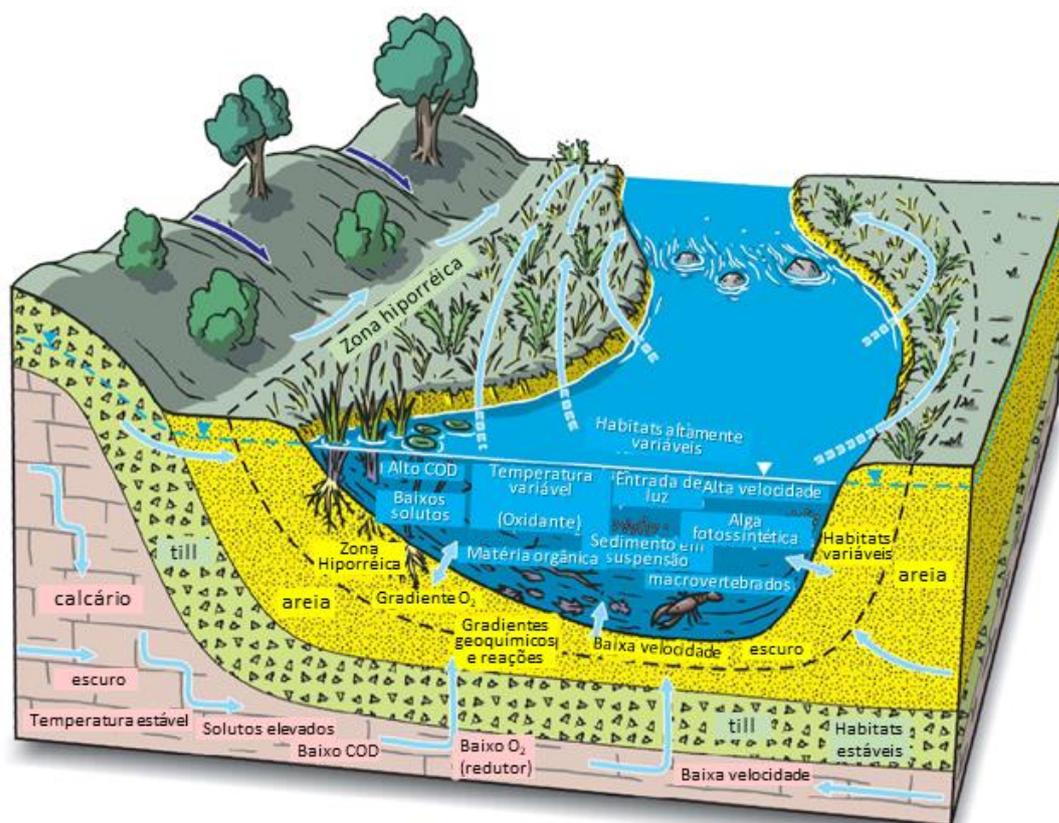


Figura 31 - Croqui esquemático dos componentes físicos, biogeoquímicos e ecológicos de uma zona hiporréica, drenagem e do sistema de água subterrânea. O contorno externo da zona hiporréica é representado pelas linhas pretas pontilhadas. Setas em azul claro representam fluxo de água subterrânea para a zona hiporréica. Setas duplas mostram intercâmbio da água do rio com os sedimentos (fluxo hiporréico). Setas com finais pontilhados mostram fluxo hiporréico do canal para a margem do rio e planície de inundação, a água que retorna ao rio em algum ponto a jusante (Hinton, 2014).

O processo de intercâmbio hiporréico é favorecido na presença de complexidades do canal (e.g., canais entrelaçados ou meândricos), barras fluviais, variações na topografia do canal do rio, a distribuição e magnitude dos sedimentos permeáveis do leito, no canal ou na vegetação das margens, e variações em regimes de vazão (e.g., Harvey e Bencala, 1993; Carling et al., 1999; Woessner, 2000; Malcolm et al., 2005; Storey et al., 2003; Buffington et al., 2004; Anderson et al., 2005; Gooseff et al., 2006; Worman et al., 2007; Cardenas e Wilson 2007abc; Greig et al., 2007; Tonina e Buffington, 2007; Cardenas, 2008ab; Arrigoni et al., 2008; Cardenas, 2009; Bean et al., 2013; Boana et al., 2014). Em contraste, mudanças na drenagem que reduz a complexidade no canal (e.g., canalização e represamento) muitas vezes resultam em degradação de áreas, locais a taxas de intercâmbio hiporréico.

A zona hiporréica pode formar um refúgio e habitat temporário ou permanente para organismos aquáticos incluindo peixe e invertebrados (e.g., Boulton, 2007; Datry e Larned, 2008; Stubbington et al., 2009); Buss et al., 2009; Ward, 2016) incluindo zoobentos em vários estágios de suas histórias de vida (e.g., Hauer E Lamberti, 2017; Lamberti E Hauer, 2017), e também ciclo de solutos, incluindo nitratos e fósforo, e matéria orgânica entre o rio e a zona hiporréica (e.g., Fisher et al., 1998; Boulton, 2007). As zonas hiporréicas

podem atuar para modificar a química das águas superficiais e focar a produção biológica nas localidades onde a água hiporréica está descarregando por trás da drenagem conhecida como pontos quentes (“hot spots”) (e.g., Valett et al., 1990, 1994; Coleman e Dahm, 1990; Pepin e Hauer, 2002; Boulton, 2007). Em alguns cenários, a água subterrânea contaminada que descarrega na drenagem ou a água superficial contaminada circulando na zona hiporréica pode ser alterada pelos processos que operam no sistema de intercâmbio hiporréico (e.g., Conant, 2004; Conant et al. 2019).

Zonas hiporréicas são estudadas pelo desenvolvimento de modelos conceituais baseados na literatura sobre intercâmbio, modelação e dados de campo. Os modelos conceituais iniciais são testados e revisados depois da realização de um programa de caracterização baseado nas especificidades do cenário físico e resultados da amostragem biogeoquímica e análises (e.g., LaBaugh e Rosenberry, 2008; Boano et al, 2014; Buss et al., 2009; Cardenas, 2015; Woessner, 2017; Weight e Woessner, 2019).

3 Lagos e o Intercâmbio de Água Subterrânea

O intercâmbio da água subterrânea com lagos pode ser conceituado por meio de seções transversais apresentadas nas Figuras 4 a 8. A água superficial representada nestes modelos conceituais genéricos pode ser vista como açudes e lagos em várias escalas. Seguindo Winter e outros (1998), o intercâmbio lago – água subterrânea é mostrado utilizando cinco seções transversais de modelos conceituais (**Figura 32a-e**). Uma condição de intercâmbio mista tem sido adicionada para o modelo conceitual de lago e o cenário de intercâmbio zero é omitido pois não é provável sua ocorrência ou ser identificado em muitos cenários. Em modelos de lagos mais antigos assumiram-se que estão isolados dos sistemas de água subterrânea pela baixa condutividade hidráulica dos sedimentos de fundo. Como a pesquisa de água subterrânea – lago se expandiu, os sistemas foram reconhecidos como interconectados (e.g., Born et al., 1974).

Os lagos também tendem a capturar sedimentos do escoamento superficial, fluxo de drenagem e/ ou erosão das margens. Estes depósitos tipicamente cobrem o total ou porções do fundo do lago e são usualmente ricos em matéria orgânica, de granulometria fina e de baixa condutividade hidráulica do que os materiais dos quais os lagos são formados. A presença de sedimentos de baixa condutividade hidráulica pode limitar as taxas e as localizações de intercâmbio. Para os modelos conceituais da lagoa e do intercâmbio da água subterrânea apresentados aqui, assume-se que o intercâmbio é uma função da localização da lagoa no sistema de água subterrânea adjacente e que as características dos sedimentos do fundo não controlam completamente as condições de intercâmbio da água subterrânea. Uma discussão de cenários mais complexos de interação segue o desenvolvimento inicial dos modelos de intercâmbio.

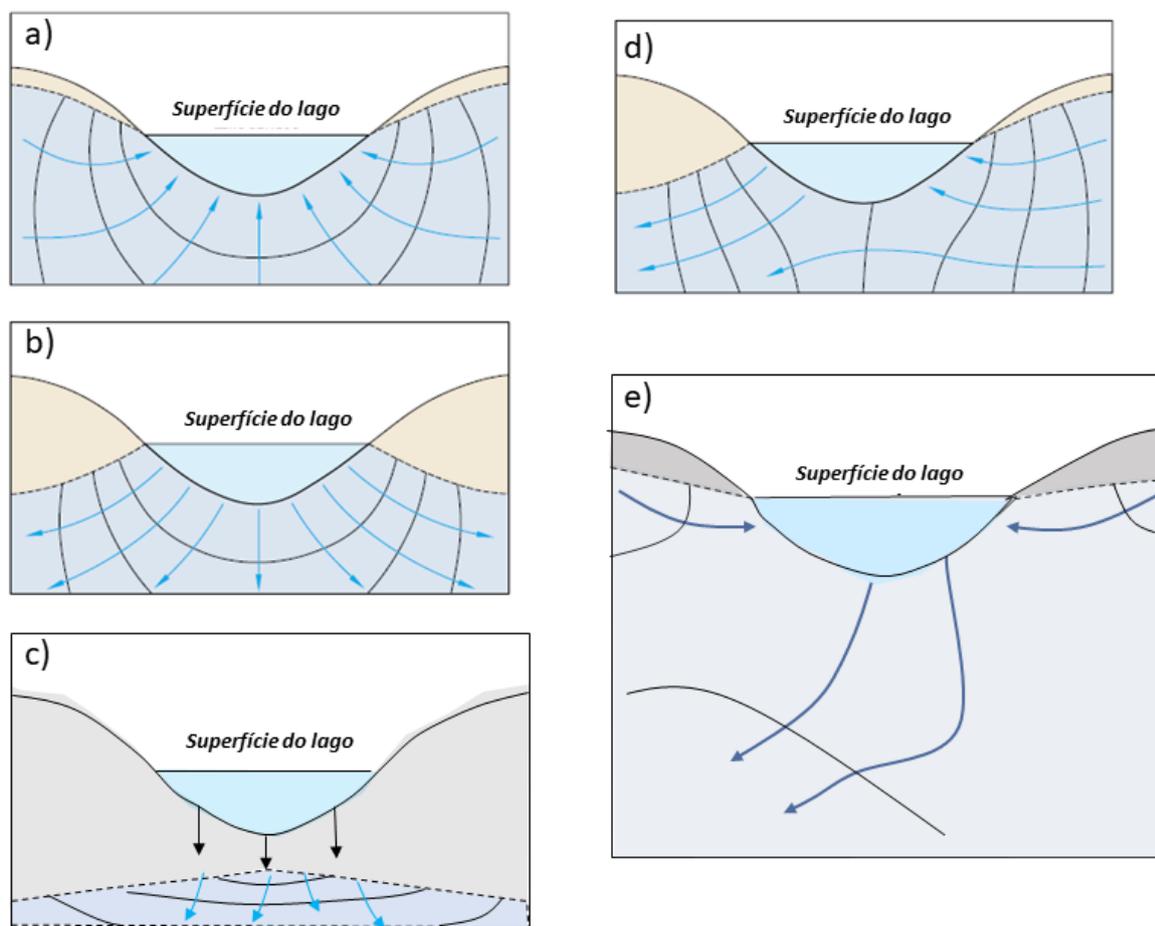


Figura 32 - Seções transversais conceituais de intercâmbio lago – água subterrânea. Setas azuis representam o fluxo de água subterrânea. Linhas em preto são as linhas equipotenciais. O nível freático é uma linha pontilhada em preto. As condições são isotrópicas e homogêneas. a) Lago efluente ou com ganho. b) Lago influente ou com perda. c) Lago influente ou com perda suspenso acima do nível de água subterrânea (setas em preto representando a perda). d) Lago efluente – influente. e) Lago com intercâmbio misto (Winter et al., 1998 e Woessner, 2020).

3.1 Lago Efluente ou com Ganho

Um lago localizado em um sistema de água subterrânea no qual todo o fluxo da água subterrânea está entrando nessa feição de água superficial é denominada lago efluente ou com ganho (**Figura 32a** e **Figura 33**). A superfície do lago é uma expressão do nível freático. Neste cenário, o fluxo que descarrega no lago causa sua elevação de nível, a não ser que seja balanceado pela perda de água do lago por meio da evaporação direta, evapotranspiração ou fluxo de saída da água superficial. Os níveis de água no lago se ajustam em resposta às mudanças no balanço hídrico do lago.

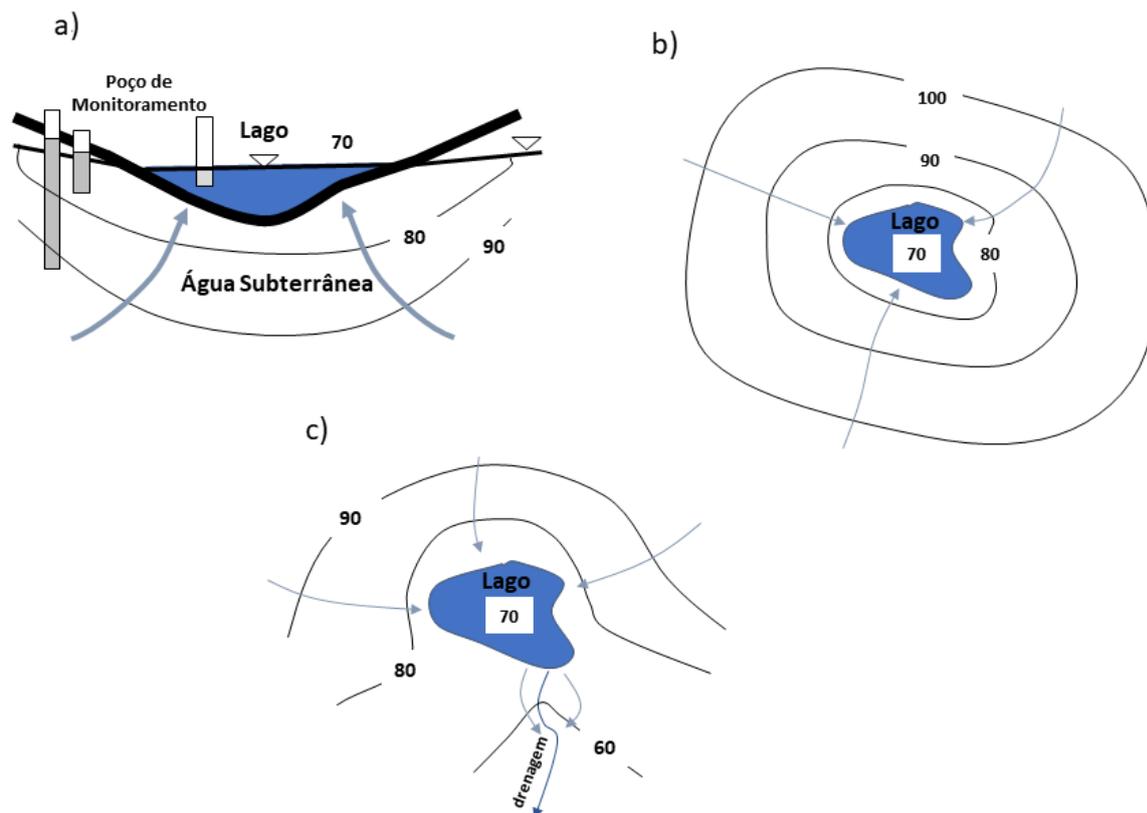


Figura 33 - Seção transversal e vista em mapa de um intercâmbio de lago efluente (ou de ganho). Linhas equipotenciais e valores de carga relativos são mostrados em preto. O fluxo de água subterrânea é na direção indicada pelas setas azuis. As condições do aquífero são assumidas como sendo isotrópicas e homogêneas. Os poços de monitoramento estão abertos na base. a) Representação da seção transversal mostrando gradiente de água subterrânea ascendente e a água subterrânea descarregando no lago. A elevação do lago é mostrada como o nível de água pelo retângulo. b) Mapa mostrando linhas equipotenciais e fluxo de água subterrânea convergindo para o lago. c) Mapa mostrando um lago efluente que tem uma descarga de drenagem. Parte da água subterrânea pode fluir do lago para a drenagem sob estas condições (Woessner, 2020).

3.2 Lago Influyente ou com Perda

Lago influente ou com perda cede água da lagoa para o sistema de água subterrânea subjacente e adjacente (**Figura 32b e c**, **Figura 34** e **Figura 35**). Os gradientes hidráulicos entre a superfície do lago e a água subterrânea são descendentes. Quando os materiais terrestres estão totalmente saturados, o lago está diretamente conectado com o sistema de água subterrânea e assim, o lago perde água. Sob estas condições, a superfície do lago reflete a elevação do nível freático. Em contraste, quando a zona de saturação está desconectada do lago, a água percola para o sistema de água subterrânea subjacente (**Figura 35**). As condições influentes podem ser afetadas pelos sedimentos do lago de menor permeabilidade, restringindo a taxa de perda para o sistema de água subterrânea. A elevação da superfície do lago sob tais condições não representa o nível freático. Se a taxa da perda for alta e as propriedades hidráulicas do sedimento baixas, um acúmulo de água subterrânea abaixo do lago suspenso pode ocorrer.

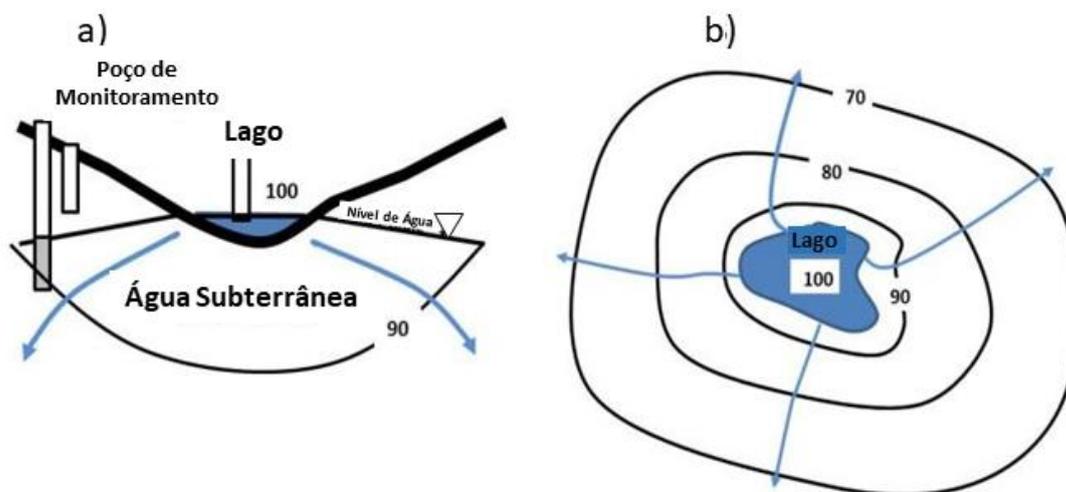


Figura 34 - Seção transversal e mapa de intercâmbio de lago influente (com perda). Linhas equipotenciais e valores relativos de carga são mostrados em preto. O fluxo de água subterrânea está na direção indicada pelas setas azuis. As condições do aquífero são assumidas para ser isotrópicas e homogêneas. Os poços de monitoramento estão abertos na base. a) Representação da seção transversal mostrando gradiente descendente de água subterrânea e a água subterrânea sendo recarregada pelo lago. O nível do lago é mostrado como o nível de água pela figura do retângulo. b) Mapa mostrando linhas equipotenciais e fluxo de água subterrânea divergindo do lago (Woessner, 2020).

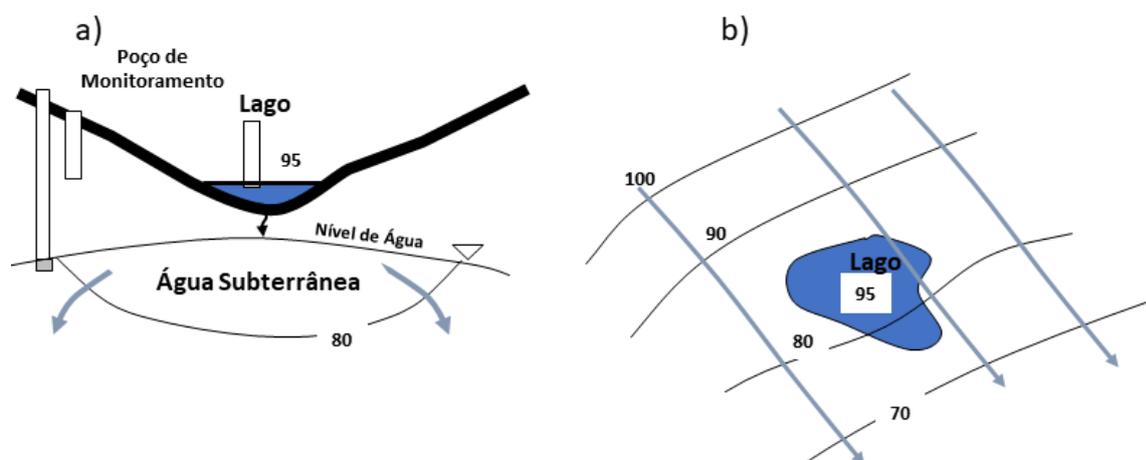


Figura 35 - Seção transversal e mapa do intercâmbio de lago influente (com perda) com o lago suspenso acima do nível freático. A água do lago percolando através da zona vadosa é mostrada pela pequena seta em preto abaixo do lago. Linhas equipotenciais e valores relativos de carga são mostrados em preto. O fluxo da água subterrânea está na direção indicada pelas setas azuis. Condições do aquífero são assumidas para serem isotrópicas e homogêneas. Os poços de monitoramento estão abertos na base. a) Representação de seção transversal mostrando gradiente descendente de água subterrânea e o nível freático desconectado do lago. A água subterrânea é recarregada pelo lago. A elevação de água do lago é mostrada como nível de água pela figura do retângulo. b) Mapa mostrando linhas equipotenciais e água subterrânea fluindo por baixo do lago (Woessner, 2020).

3.3 Lago Efluente - Influyente

Os lagos efluentes – influentes ocorrem quando o nível freático é mais alto de um lado do lago que em outro, criando um gradiente para a água subterrânea para entrar e sair do lago (**Figura 32d** e **Figura 36**). Em alguns cenários estes lagos apresentam saída e entrada de água superficial. A superfície do lago representa a elevação de nível freático local.

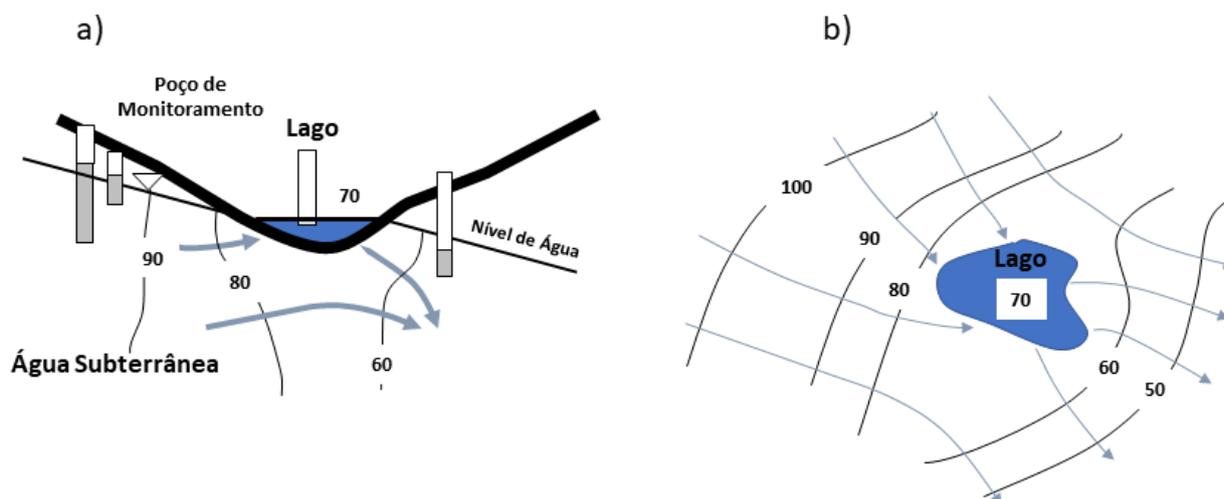


Figura 36 - Seção transversal e mapa de intercâmbio efluente e influente do lago. As linhas equipotenciais e os valores relativos de carga são mostrados em preto. O fluxo de água subterrânea tem direção indicada pelas setas azuis. As condições do aquífero são assumidas para serem isotrópicas e homogêneas. Os poços de monitoramento estão abertos na base. a) Representação da seção transversal mostrando um gradiente ascendente de um lado com gradiente alto (esquerda) e um gradiente descendente visto que a água do lago flui para o sistema de água subterrânea (direita). A elevação do lago é mostrada como o nível de água pela figura do triângulo. b) Mapa mostrando linhas equipotenciais e fluxo de água subterrânea convergindo no lago de maior gradiente e divergindo do lago no lado descendente (Woessner, 2020).

3.4 Lagos com Intercâmbio Misto

Um lago com intercâmbio misto implica que o sistema lago é dominado pela água subterrânea fluindo para este corpo de água; no entanto, a água do lago flui através do fundo em direção ao sistema de água subterrânea subjacente. Lagos com intercâmbio misto geralmente ocorrem onde variações nas propriedades dos sedimentos do fundo do lago e a presença de menores valores de cargas no material terrestre resulta na perda de água desse lago. O termo misto é utilizado aqui para sugerir que as direções no perímetro do lago e o fundo do lago podem ser diferentes (**Figura 32e** e **Figura 37**). Esta condição está presente aqui para alertar aos investigadores para considerar a possibilidade de trocas complexas em alguns cenários.

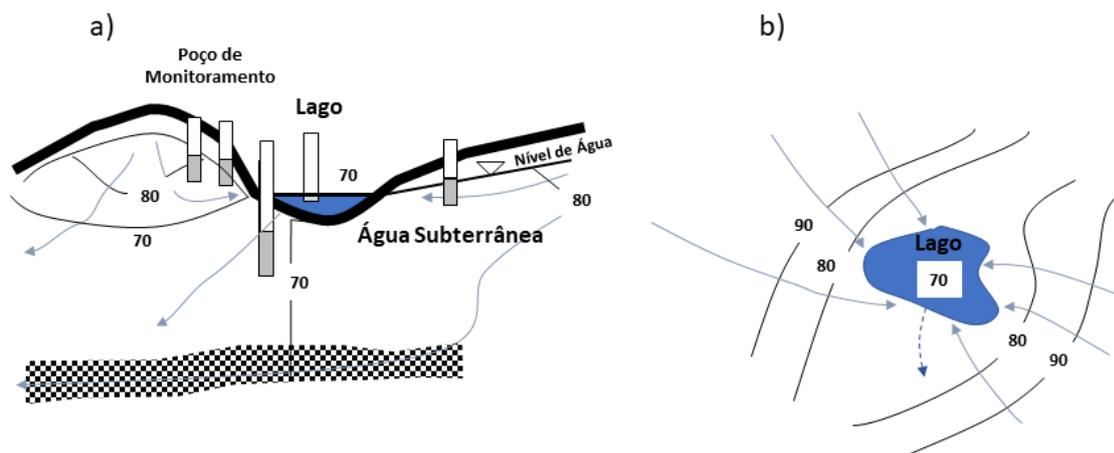
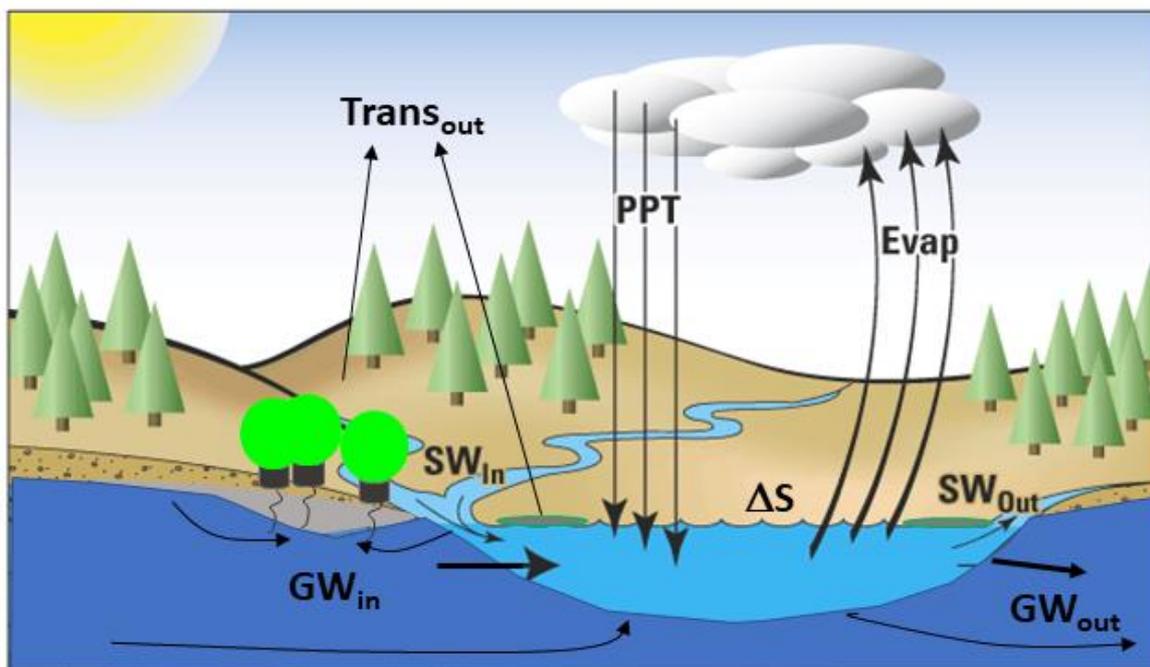


Figura 37 - Seção transversal e mapa de um intercâmbio misto de lago. As linhas equipotenciais e os valores relativos de carga são mostrados em preto. O fluxo da água subterrânea está na direção indicada pelas setas azuis. As condições do aquífero são assumidas como isotrópicas e homogêneas. O padrão pontilhado representa uma zona de maior condutividade hidráulica. Os poços de monitoramento estão abertos na base. a) Representação da seção transversal mostrando um gradiente ascendente de água subterrânea próximo a margem (condições efluentes), e o gradiente descendente abaixo do lago. Isto causa vazamento do fundo do lago neste cenário. O nível do lago é mostrado como o nível de água na figura do retângulo. b) Uma visão em mapa mostrando linhas equipotenciais e fluxo de água subterrânea por intercâmbio misto do lago. A seta pontilhada representa a perda de água do fundo do lago para o sistema de fluxo de água subterrânea subjacente (Woessner, 2020).

3.5 Lagos em Paisagens

Em muitos cenários, os lagos ocorrem dentro de cenários hidrogeológicos complexos, incluindo aqueles que contêm sistemas de fluxo intermediário e regional, e heterogeneidade (e.g., **Figura 1**). A avaliação do intercâmbio de água subterrânea com lagos é mais comumente realizada pela determinação do balanço hídrico do lago e a medição e cálculo da entrada e saída desse lago, como ilustrado na **Figura 38** (Winter, 1981). [Caixa 1](#)  providencia detalhes da conceptualização de Winter do intercâmbio lago-água subterrânea. O balanço hídrico pode ser utilizado para analisar o intercâmbio para uma porção da margem do lago, assim como para o lago inteiro quando os componentes podem ser isolados. A Seção 5 deste livro discute métodos para utilizar balanços hídricos para avaliar o intercâmbio da água subterrânea com lagos.



Sem escala

Explicação

Evap	Evaporação
GW_{in}	Vazão de entrada de Água Subterrânea
GW_{out}	Vazão de saída de Água Subterrânea
PPT	Precipitação
SW_{in}	Vazão de entrada de água superficial
SW_{out}	Vazão de saída de água superficial
$Trans_{out}$	Saída da transpiração
ΔS	Mudança líquida no armazenamento (lago, solo e água subterrânea)

Figura 38 - Componentes do balanço hídrico em lagoa de condição efluente – influente. Este cenário inclui drenagens entrando e saindo do lago. As freáticas (plantas em verde claro) causam fluxo de saída do lago através do sistema de água subterrânea e a transpiração da vegetação aquática (em verde escuro) causa saída de fluxo da água do lago (modificado de Robertson et al., 2003).

Os estudos de intercâmbio água subterrânea – lago geralmente incluem instrumentação em margens do lago com rede de poços de monitoramento, e áreas próximas às margens (zonas litorâneas) e fundo de lago com instrumentos que medem fisicamente a direção da infiltração e magnitude denominados de medidores de infiltração ou infiltrômetros (**Figura 39**).

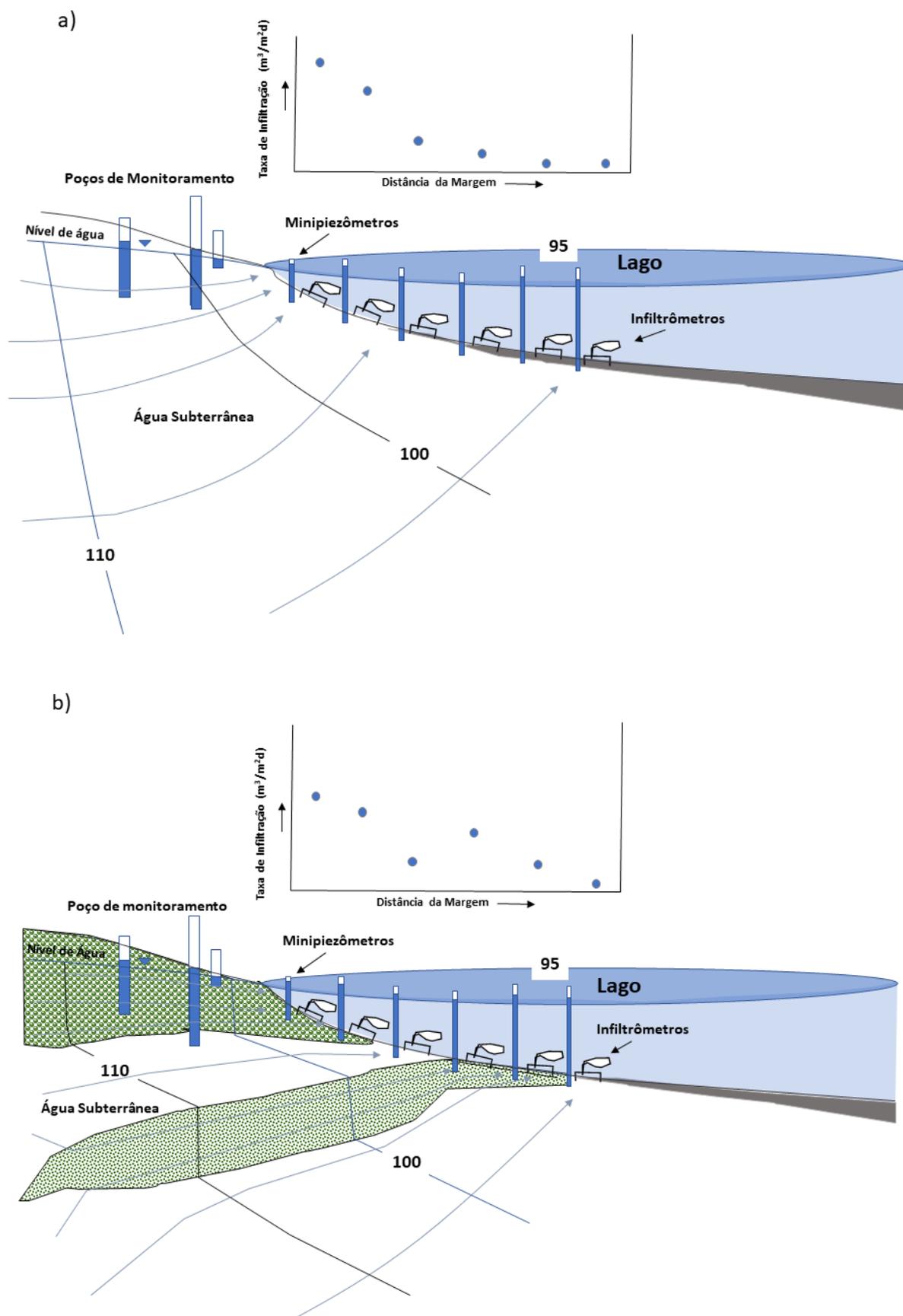


Figura 39 - Seção transversal esquemática de uma margem do lago instrumentado para caracterizar o intercâmbio. Poços de monitoramento são abertos somente na base. Os medidores de infiltração (discutidos na Seção 5) estão inseridos na base dos sedimentos do lago para medir diretamente o fluxo (m³/m²d). A água

subterrânea está descarregando no leito do lago (condições efluentes). Minipiezômetros estão direcionados nos sedimentos do lago adjacentes acompanhados de medidores de infiltração, com os topos estendendo acima da superfície do lago. Neste exemplo, todos os minipiezômetros mediram gradientes que estão ascendentes, e assim são condições efluentes. As condições hidrogeológicas estão simplificadas como isotrópicas e homogêneas em (a), e isotrópicas e heterogêneas em (b). As linhas de fluxo de água subterrânea são mostradas em azul e linhas equipotenciais em preto. a) Um lago efluente onde a descarga de água subterrânea (fluxo) decresce logaritmicamente com a distância da margem (pontos azuis no gráfico) como notado primeiramente por McBride e Pfannkuch (1975). A presença de sedimentos de granulometria fina nos sedimentos do fundo do lago (marrom) aumenta assim como a água do lago se aprofunda. b) Um lago efluente interceptado por duas zonas de materiais com maior condutividade hidráulica (padrões pontilhados em verde). O fluxo da água subterrânea varia com a distância da margem assim como a maior condutividade hidráulica dos materiais concentram o fluxo de água subterrânea (pontos azuis no gráfico) (Woessner, 2020).

Os poços de monitoramento de pequeno diâmetro (minipiezômetros) instalados na zona marginal e nas porções mais profundas de alguns lagos, fornecem comparações diretas com as cargas da água subterrânea e a elevação do lago (**Figura 39**). Estas áreas de investigações geralmente incluem amostragem químicas da água subterrânea e da água do lago para avaliar se as variações nas características químicas da água de infiltração e do lago podem ser utilizadas como apoio adicional ao estudo do intercâmbio. Rosenberry e LaBaugh (2008) fornecem uma excelente série de capítulos descrevendo as metodologias de caracterização de lagos e drenagens. O intercâmbio em áreas próximas às margens é tipicamente avaliado utilizando rede de poços de monitoramento, e instalações emparelhadas no lago de infiltrômetros e minipiezômetros (**Figura 39**). A aplicação de infiltrômetros e minipiezômetros é descrita na literatura (e.g., McBride e Pfannkuch, 1975; Lee e Cherry, 1978; Rosenberry et al., 2008) e discutida na Seção 5 deste livro.

As locações de intercâmbio lago e água subterrânea, taxas e tempo variam com as mudanças no balanço hídrico local do lago. Lagos e reservatórios podem ser dominados pelas condições de ganho a um tempo do ano e pelas condições de perda em outro (e.g., **Figura 10**). Anderson e Munter (1981) acharam condições transientes de água subterrânea associadas a um lago efluente-influente em Wiscosin, USA, resultado da ocorrência de pontos de estagnação sazonal em algumas locações dentro do sistema local de água subterrânea. Rosenberry (2000) notou que os níveis de água subterrânea adjacentes ao lago caem mais rapidamente do que o nível do lago; a porção marginal do lago pode se tornar suspenso (**Figura 40**).

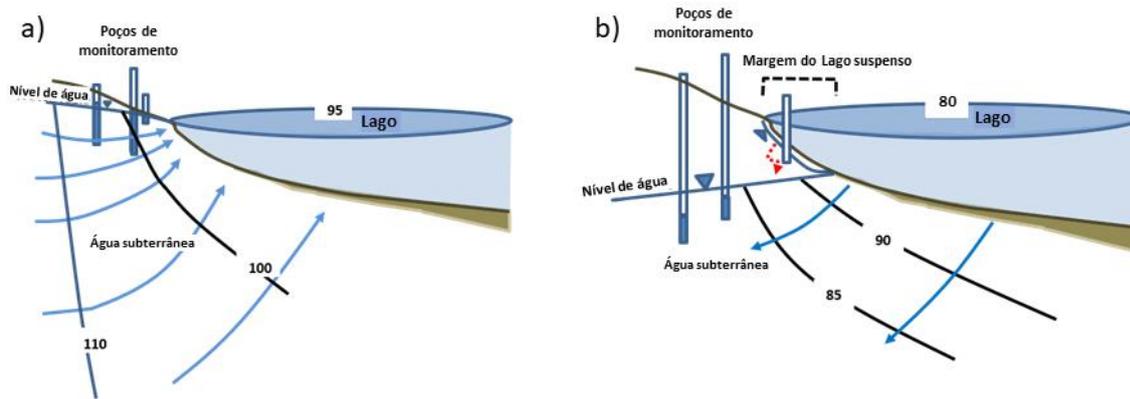


Figura 40 - Esquema de um lago em transição entre um lago efluente e influente. O fluxo das águas subterrâneas está sob condições isotrópicas e homogêneas (setas azuis). Linhas equipotenciais são mostrados em preto. Os poços de monitoramento estão abertos somente na base. a) O intercâmbio água subterrânea e lago sob condições efluentes. b) Intercâmbio água subterrânea e lago sob condições em que a redução do nível freático excedeu o rebaixamento do nível do lago e as condições influentes dominam. A zona suspensa na margem do lago está indicada. Ela está sob a zona não saturada (vadosa) onde a água do lago percola para o nível freático (seta pontilhada em vermelho) (modificado de Rosenberry, 2000).

A construção de reservatórios pelo represamento de drenagens também resulta em intercâmbios entre água subterrânea e o reservatório. Quando as condições originais da drenagem são geralmente efluentes, a água subterrânea normalmente alimenta a porção final mais elevada do reservatório e recebe a infiltração da água do reservatório na porção a jusante associada ao reservatório (**Figura 41a**). Quando os reservatórios estão localizados em sua maioria nas condições influentes de drenagem, a água do reservatório pode permanecer mais alta do que a água subterrânea ao redor, ou estar suspenso acima do nível freático e criar condições para que a água do reservatório vaze para a água subterrânea adjacente (**Figura 41b**). A drenagem abaixo do reservatório pode tornar-se efluente por uma porção do trecho da drenagem, se ocorrer um vazamento do reservatório suficiente para isso.

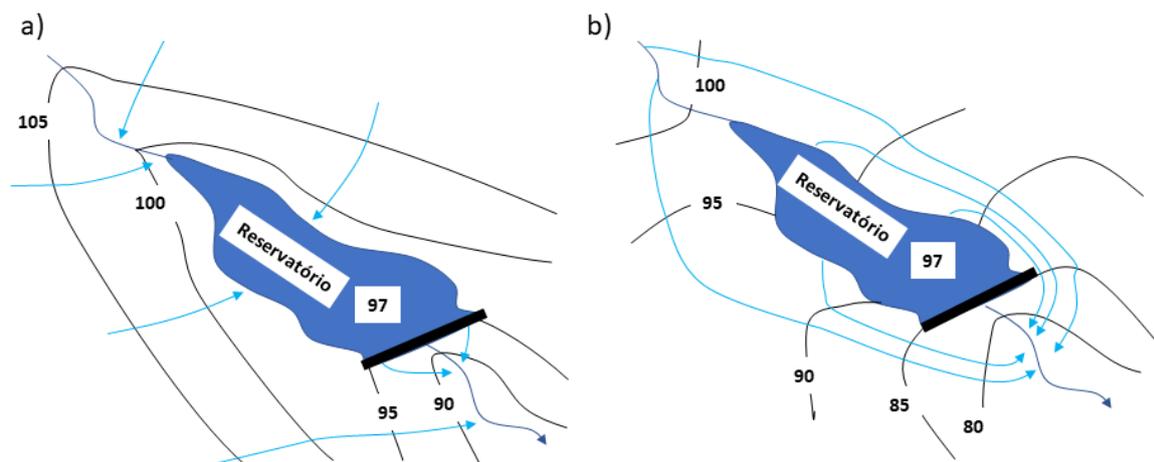


Figura 41 - Modelo conceitual de fluxo da água subterrânea (setas em azul claro) e cargas associadas a um reservatório e barragem (linha em preto representa linhas equipotenciais e números são cargas representativas). A barragem é mostrada em linha grossa em preto. As condições hidrogeológicas são isotrópicas e homogêneas. Uma drenagem está fluindo para dentro e fora do reservatório (linha em azul escuro). a) Um reservatório efluente ou um reservatório com ganho. A água subterrânea está fluindo majoritariamente para dentro e fora do reservatório, assim como o nível freático acima da barragem é maior do que a elevação do reservatório. A infiltração ocorre na barragem assim como parte da água do reservatório vazava do mesmo. b) O reservatório influente ou com perda. O nível freático é mais baixo do que o reservatório, e a água está deixando o reservatório. A drenagem abaixo da barragem é ilustrada como fluxo de ganho de água subterrânea. Estas condições poderiam também estar ilustradas com a drenagem a jusante da barragem, sendo influente (Woessner, 2020).

As barragens criam corpos de água superficial que intercambiam água da mesma maneira que os lagos, e que muitas vezes incluirão condições efluentes, influentes e efluentes-influente em vários locais e tempos. As elevações dos reservatórios são muitas vezes gerenciadas para controlar inundações, fornecem água para abastecimento municipal, geram energia elétrica, e/ou desviam água para irrigação em áreas de cultivo. Assim sendo, os níveis devem ser dinâmicos, mudando com as condições sazonais e as demandas de uso da água. Os reservatórios, assim como muitos lagos, atrasam os fluxos de entrada das drenagens e promovem deposição de sedimentos mais finos, materiais que muitas vezes cobrem o fundo, resultando na redução do intercâmbio água subterrânea – superficial ao longo do tempo. Em cenários de alguns tributários, pequenas barragens estão sendo instaladas para promover armazenamento temporário da água do escoamento superficial. Nestes cenários o nível freático associado tende a aumentar e a água a acumular nos pequenos reservatórios. Estes reservatórios e terras úmidas associadas promovem retardos na transferência de água para o novo fluxo hiporréico de água da drenagem, e armazenam água subterrânea a jusante do canal de drenagem. Estas modificações podem retardar o declínio de vazão da drenagem durante os períodos de seca do ano.

4 Áreas Úmidas e o Intercâmbio de Água Subterrânea

O intercâmbio de água subterrânea com as áreas úmidas inclui locais onde a água é continuamente ou intermitentemente presente e o sistema local de água subterrânea é efluente, influente, efluente-influente ou a combinação de ambas as condições de intercâmbio (misto). As áreas úmidas ocorrem em depressões, áreas baixas da paisagem, e em contraste aos lagos, em declives. As áreas úmidas podem ser dominadas pela água subterrânea, precipitação/ escoamento superficial, ou por uma combinação das condições que variam ao longo do tempo. Comumente, uma área úmida é vista como um local úmido criado por qualquer precipitação ou pelo nível freático que está próximo ou na superfície do terreno em algum período ou no ano todo. As áreas úmidas têm tipos específicos de vegetações (hidrófitas) e solos subjacentes que refletem a constante ou periódica saturação dos solos (hidromórficos) (Mitsch e Gosselink, 2000; Tiner, 1996).

A literatura define áreas úmidas utilizando uma ampla variação de termos baseada na locação, topografia, composição biológica, e a influência do escoamento superficial ou água subterrânea (exemplo, pântano, charco, banhado, lodaçal, terreno alagadiço, brejo, meandro abandonado, turfeira, depressão em pântano, lamaçal, piscinas sazonais, campo úmido) como discutido por Mitsch e Gosselink (2000). As definições variam dependendo da abordagem, se a ciência física ou ecológica, que é aplicada. A definição amplamente utilizada foi a desenvolvida pela U.S. Fish e Wildlife Service (Cowardin et al., 1979).

“As Áreas Úmidas são terras de transição entre sistemas terrestres e aquáticos onde o nível freático é geralmente próximo ou na superfície, ou é coberta por água rasa. As áreas úmidas devem ter um ou mais dos seguintes três atributos: 1) pelo menos periodicamente o terreno sustentar predominantemente hidrófitas; 2) o substrato é predominantemente solo hidromórfico sem drenagem; e 3) o substrato não é solo e é saturado com água ou coberto por água rasa durante algum tempo na estação de crescimento de plantas a cada ano”.

Cowardin e outros (1979) sugerem que as áreas úmidas podem ocorrer com alguns ou com todos os critérios listados. Definições legais e regulatórias muitas vezes requisitam todos os três atributos para que a feição seja classificada como uma área úmida. As áreas úmidas são valorizadas pelo papel que desempenham, por armazenarem temporariamente o escoamento superficial, impactando a qualidade da água, e sustentando diversos sistemas ecológicos (Mitsch e Gosselink, 2000; Fretwell et al., 1996).

As áreas úmidas muitas vezes contêm sedimentos de textura fina e sedimentos orgânicos decompostos, ambos no perímetro ou no fundo. Quando tais condições estão presentes, as taxas de intercâmbio com os sistemas de água subterrânea podem ser restringidas. Em contraste, lagos, com sedimentos finos na base, são frequentemente rasos na linha de contato onde a ação das ondas limita a deposição dos sedimentos finos

resultando em um intercâmbio água subterrânea – superficial menos restrito. O intercâmbio da água subterrânea com a área úmida pode ser conceitualizado ao utilizar seções transversais apresentados nas Figuras 4 a 8 e vistos em mapa representando lagos (Figura 33 a Figura 36). As áreas úmidas podem ocorrer sem uma conexão para o sistema de água subterrânea local e ser dominado pelo escoamento superficial.

4.1 Área Úmida Efluente ou com Ganho

Uma área úmida localizada em sistema de fluxo de água subterrânea no qual todo o fluxo flui para dentro da área úmida, é denominada efluente ou com ganho (Figura 42). A superfície da área úmida é uma expressão do nível freático. Neste cenário, a água subterrânea está descarregando para a área úmida e causa a elevação do nível de água, a não ser que a água seja perdida da área úmida como escoamento superficial e/ou evaporação direta e transpiração. Os níveis de água na área úmida mudam, assim como o balanço hídrico varia (incluindo mudanças nas taxas de evaporação e transpiração) e/ou a descarga de água pelo fluxo da drenagem (Figura 42c).

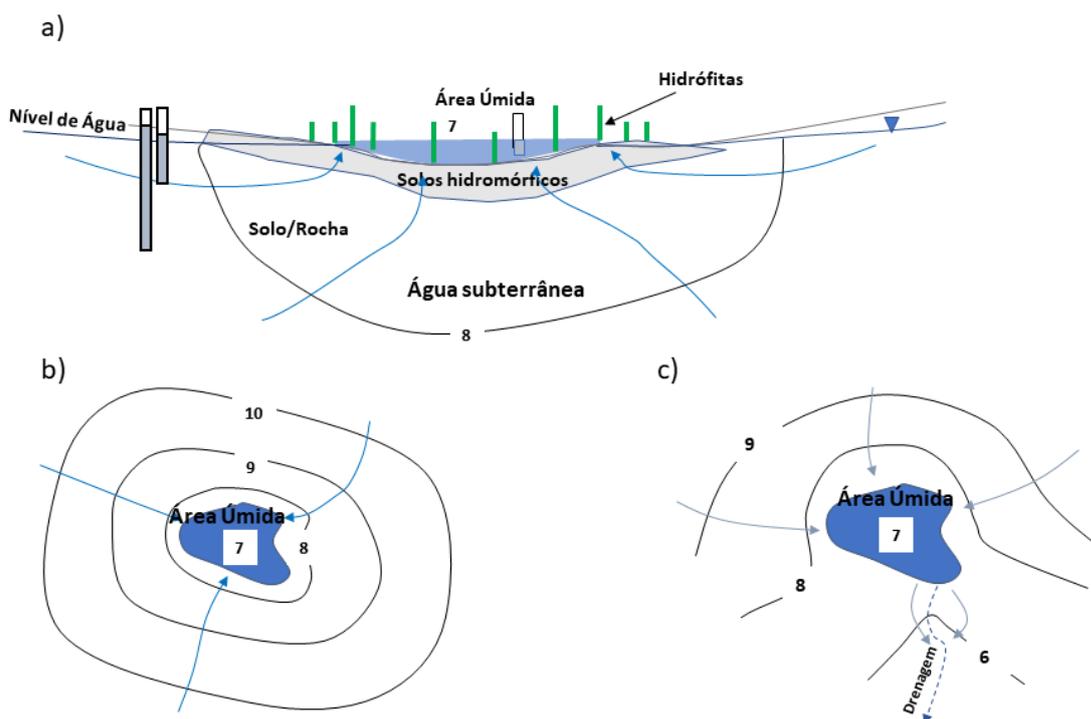


Figura 42 - Seção transversal esquemática e vista em mapa mostram uma área úmida dominada pelas condições de descarga de água subterrânea, produzindo uma área úmida efluente ou de ganho. As linhas equipotenciais e os valores das cargas relativas estão em preto. As linhas de fluxo das águas subterrâneas estão em azul. As condições isotrópicas e homogêneas são assumidas. Os poços de monitoramento estão abertos na base. a) Seção transversal de uma área úmida mostrando a água subterrânea fluindo para essa área úmida. Os gradientes da água subterrânea são ascendentes e o nível de água da área úmida representa o nível freático. b) Vista em mapa mostrando fluxo convergente de água subterrânea. c) Vista em mapa de uma área úmida efluente com a saída da drenagem (linha pontilhada). A drenagem poderia ser perene ou somente fluir ocasionalmente. Algum fluxo de água subterrânea sai da área úmida quando a drenagem está ativa (Woessner, 2020).

4.1.1 Nascentes e Áreas Úmidas

As áreas úmidas muitas vezes ocorrem associadas às nascentes. [Caixa 2](#)↓ brevemente descreve como a descarga de água subterrânea cria nascentes em uma variedade de cenários hidrogeológicos.

As áreas úmidas estão associadas às nascentes e a descarga das faces de percolação formados nos declives onde a água subterrânea é suficiente para estabilizar a vegetação da área úmida e as condições de solo apropriadas, como ilustrado na **Figura 43** (Mitsch e Gosselink, 2000). Em locais onde a topografia intercepta o nível freático, as áreas úmidas podem estar associadas às nascentes em depressões (**Figura 43a**). Em alguns cenários, a descarga de água subterrânea dos planos das camadas, fraturas e juntas do substrato sedimentar e cristalino pode fornecer fluxo suficiente para sustentar as áreas úmidas e pontos de descarga (**Figura 43b e c**).

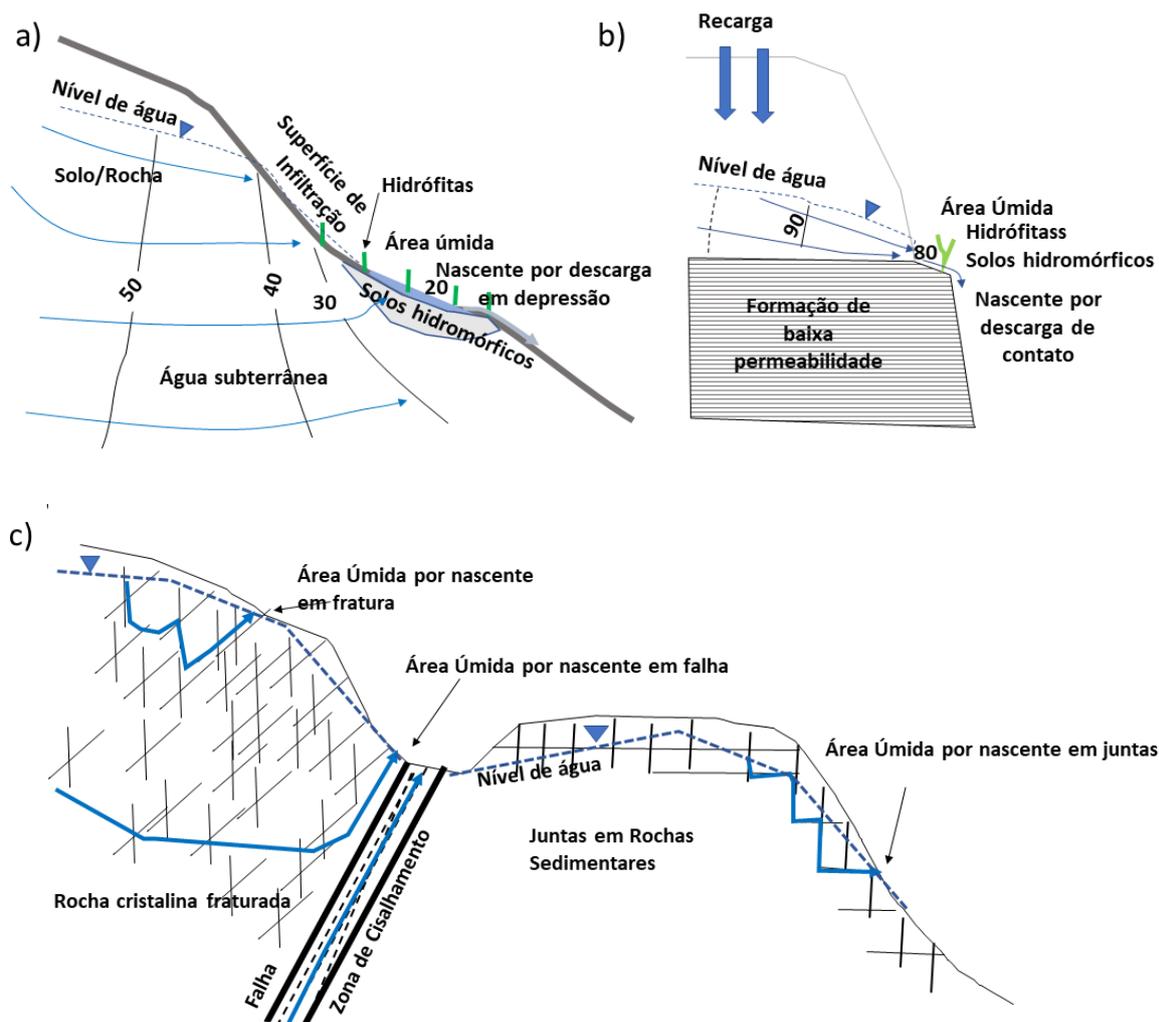


Figura 43 - Seção transversal esquemática mostrando a formação da área úmida da descarga da nascente em declives e depressões. As linhas equipotenciais e os valores relativos das cargas estão em preto. As linhas de fluxo de água subterrânea estão em azul. As condições isotrópicas e homogêneas são assumidas em (a) e (b). O fluxo controlado pela fratura e junta são assumidos em (c). a) Formação da área úmida quando o nível freático intercepta o declive formando uma face de vazamento, e intercepta uma depressão no declive. b) A área úmida formada no ponto de descarga de uma nascente de contato. A água subterrânea percola para fora do contato entre o material de maior permeabilidade e de menor permeabilidade de materiais terrestres. A nascente pode também formar de um sistema de água subterrânea suspenso. c) Seção transversal esquemática de outros cenários geológicos onde o fluxo da nascente pode criar áreas úmidas se a vegetação apropriada e solos estão estabelecidos. Nem todo cenário de descarga de nascente é propício para a formação da área úmida (Woessner, 2020).

4.2 Área Úmida Influyente ou de Perda

As áreas úmidas influentes ou com perda infiltram água para o sistema de água subterrânea subjacente ou adjacente (**Figura 44**). Neste cenário, a superfície da área úmida representa o nível freático. Uma área úmida influente também ocorre quando a zona de saturação é desconectada da área úmida e a área úmida percola água através da zona não saturada (zona vadosa) para o sistema de água subterrânea subjacente (**Figura 45**). A elevação da superfície de água de uma área úmida não representa o nível freático sob condições suspensas.

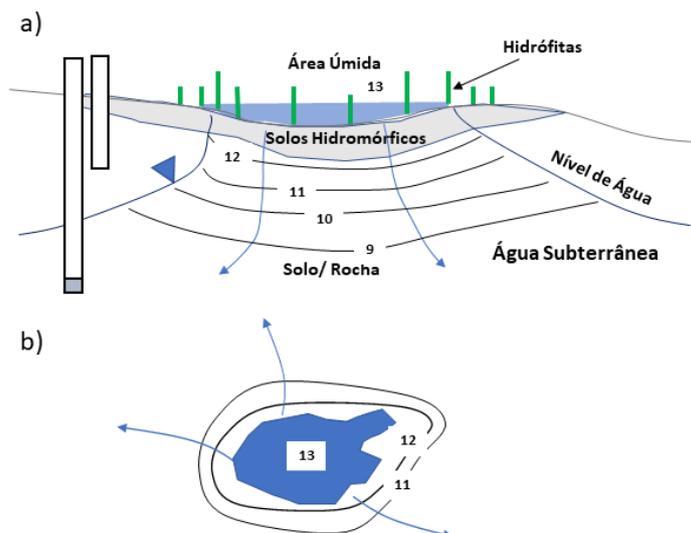


Figura 44 - Seção transversal esquemática e vista em mapa de uma área úmida influente. As linhas equipotenciais e os valores relativos de carga estão em preto. As linhas de fluxo das águas subterrâneas estão em azul. As condições isotrópicas e homogêneas são assumidas. Os poços de monitoramento estão abertos na base. A elevação da área úmida representa o nível freático. a) Seção transversal de uma área úmida influente ou de perda que está conectada ao nível freático. b) Vista em mapa de uma área úmida influente (Woessner, 2020).

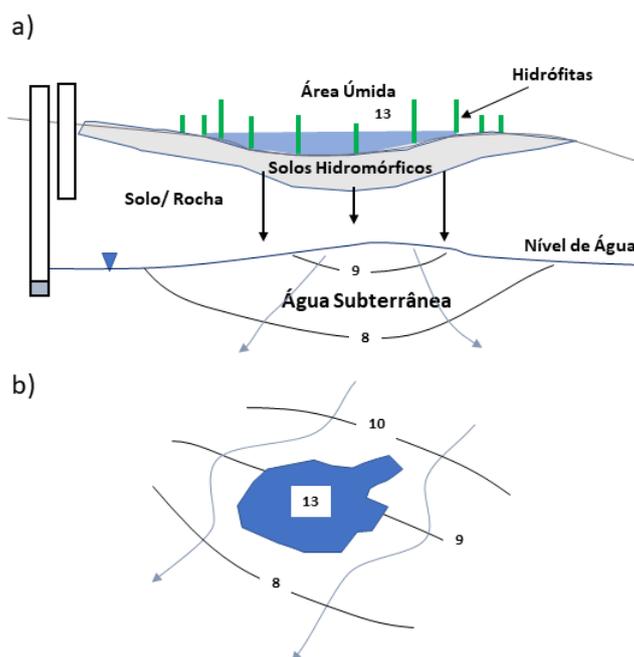


Figura 45 - Seção transversal esquemática e vista em mapa de uma área úmida influente suspensa acima do nível freático. As linhas equipotenciais e os valores relativos de carga estão em preto. As linhas de fluxo das águas subterrâneas estão em azul. As condições isotrópicas e homogêneas são assumidas. Os poços de monitoramento estão abertos na base. A elevação da área úmida não representa o nível freático. a) Seção transversal de uma área úmida influente ou de perda que está suspensa acima do nível freático. b) Vista em mapa de uma

área úmida influente suspensa acima do nível freático
(Woessner, 2020).

4.3 Área Úmida Efluente - Influyente

As áreas úmidas efluente-influente ocorrem quando o nível freático é mais alto de um lado da área úmida do que do outro lado, criando um gradiente para a água entrar e sair da área úmida, como ilustradas na **Figura 20** e **Figura 36**, substituindo nas legendas respectivas, os termos drenagem e lago pelo termo área úmida, e a **Figura 46**. Muitas vezes essas áreas úmidas não têm entrada ou saída de água superficial. A superfície da área úmida representa a elevação do nível freático local.

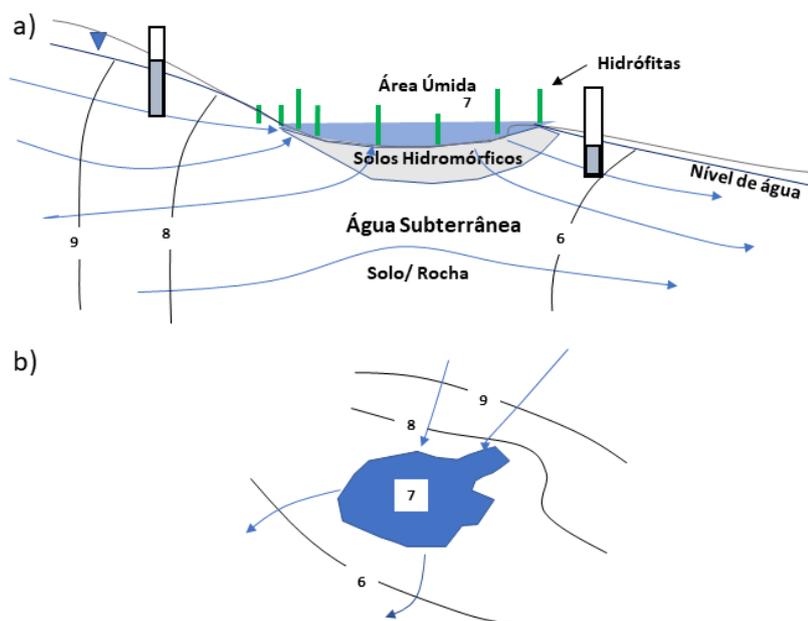


Figura 46 - Esquema mostrando uma área úmida dominada pelas condições efluente-influente de água subterrânea. As linhas equipotenciais e os valores relativos de carga estão em preto. As linhas de fluxo das águas subterrâneas estão em azul. As condições isotrópicas e homogêneas são assumidas. Os poços de monitoramento estão abertos na base. A elevação da área úmida representa o nível freático. a) Vista da seção transversal. b) Vista em mapa (Woessner, 2020).

A área úmida efluente-influente também pode formar uma nascente de depressão onde o nível freático intercepta a superfície do terreno. No cenário da nascente, a água sai da área úmida como fluxo de superfície, como descarga de água subterrânea declive abaixo e/ou é perdida pela evapotranspiração.

4.4 Área Úmida com Intercâmbio Misto

Como apresentado na discussão de drenagens e lagos, os tipos de áreas úmidas são comumente representados em mapas e seções transversais como mostrados nas Figuras 16 a 22; e nas Figuras 32 a 36 substituindo para a palavra área úmida os rótulos de drenagens e lagos, respectivamente. No entanto, o intercâmbio de área úmida pode ser mais complexo

nestes cenários de intercâmbio misto (**Figura 47**). A investigação de campo das áreas úmidas pode requerer análises detalhadas de intercâmbio de água subterrânea. A Seção 5 apresenta métodos para cada análise.

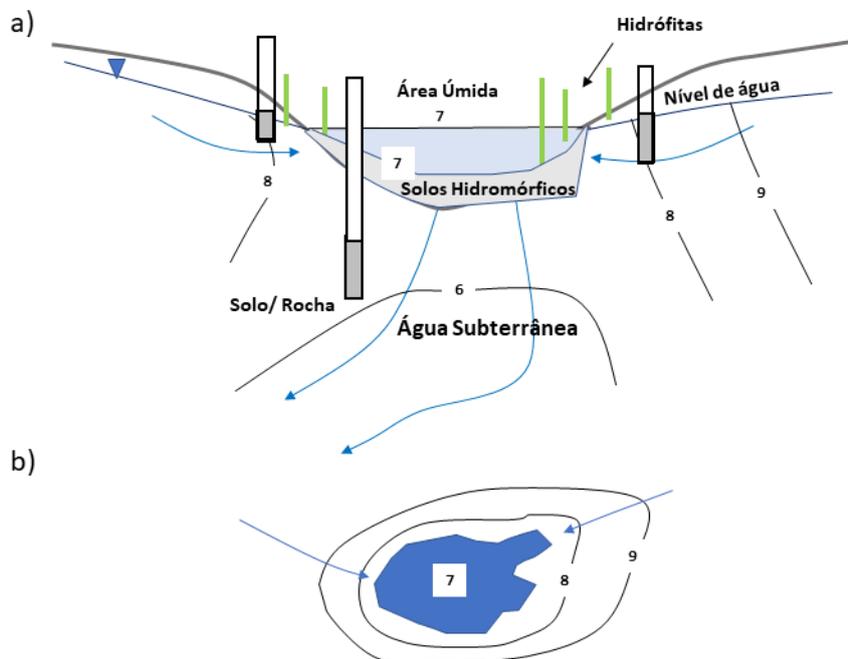


Figura 47 - Seção transversal esquemática e vista em mapa mostrando um intercâmbio misto de área úmida dominada por condições efluentes e influentes. Neste cenário algum fluxo de saída da água superficial pode ocorrer. As linhas equipotenciais e valores relativos de cargas estão em preto. As linhas de fluxo das águas subterrâneas estão em azul. As condições isotrópicas e homogêneas são assumidas. Os poços de monitoramento estão abertos na base. a) Uma seção transversal de uma área de intercâmbio misto. b) Vista em mapa de uma área úmida de intercâmbio misto (Woessner, 2020).

4.5 Área Úmida Desconectada

Muitos lagos e drenagens intercambiam água com o sistema de água subterrânea. No entanto, as áreas úmidas, sustentadas por solos hidromórficos de baixa permeabilidade, podem ser desconectadas da água subterrânea em cenários dominados pelo escoamento superficial, precipitação e elevada evaporação e evapotranspiração (**Figura 48**).

As áreas úmidas desconectadas ocorrem quando a precipitação e o escoamento superficial preenchem as depressões topográficas com água. Estas depressões preenchidas por água sustentam a vegetação e o desenvolvimento do solo. A percolação para o sistema de água subterrânea subjacente é inibida pelos sedimentos de baixa permeabilidade dos solos e altas taxas de evaporação e evapotranspiração diretas (**Figura 48**).

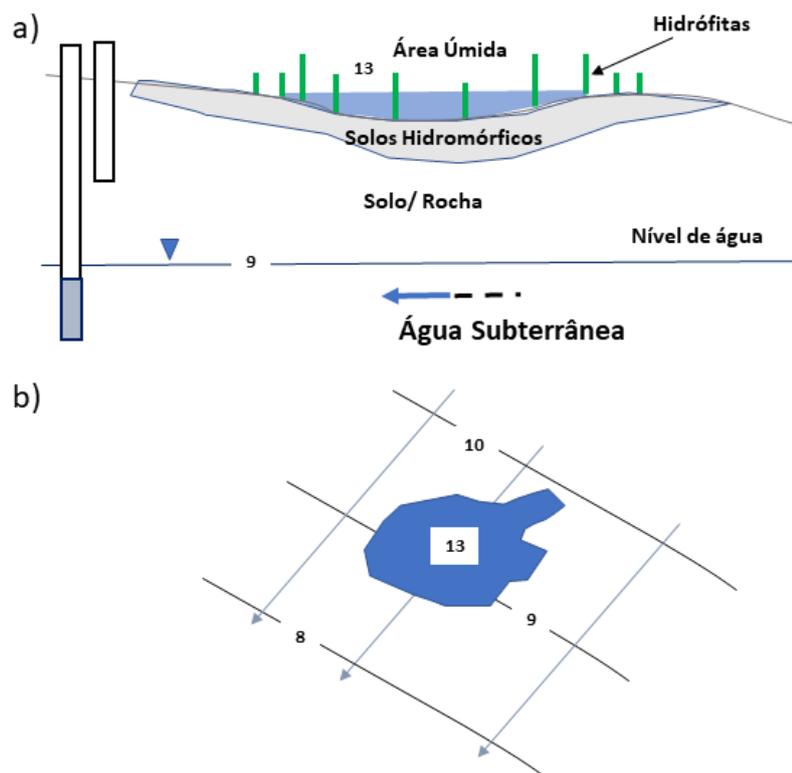


Figura 48 - Seção transversal esquemática e vista em mapa de uma área úmida desconectada. A saturação do solo hidromórfico e o nível de água da área úmida varia sazonalmente. As linhas equipotenciais e valores relativos de cargas estão em preto. As linhas de fluxo das águas subterrâneas estão em azul. As condições isotrópicas e homogêneas são assumidas. A área úmida desconectada ocorre quando a evaporação e evapotranspiração direta excede o movimento descendente da água da área úmida. Os poços de monitoramento estão abertos na base. O nível freático permanece abaixo dos solos da área úmida. Neste cenário o intercâmbio não ocorre. a) Uma seção transversal de uma área úmida desconectada. Seta pontilhada azul representa o fluxo da água subterrânea abaixo da área úmida. b) Vista em mapa de uma área úmida desconectada (Woessner, 2020).

4.6 Modelos Conceituais de Áreas Úmidas

As áreas úmidas em alguns locais são dominadas por uma das condições de intercâmbio descrita acima. No entanto, as variações nas condições hidrológicas ao longo das estações ou múltiplos anos podem causar uma transição por meio de um ou mais mecanismos de intercâmbio (e.g., efluente para influente, efluente para efluente-influente para efluente etc.). Balanços hídricos são ferramentas extremamente úteis para determinação do grau de intercâmbio da água subterrânea.

A geração de um balanço hídrico de área úmida requer quantificar os mesmos componentes encontrados nos balanços de rios e lagos (**Figura 49**). A instrumentação é requerida para medir cada componente como descrito em Healy e outros (2007). Muitas vezes a caracterização da água subterrânea inclui a criação de uma rede de poços de monitoramento ao redor da área úmida com a instalação de minipiezômetros e/ou infiltrômetros na área úmida, amostragem para a qualidade das águas superficiais e

subterrâneas, e, em alguns estudos, locando monitores de temperatura nas águas da área úmida e na água subterrânea subjacente (veja Rosenberry e LaBaugh, 2008), como discutido na Seção 5 desse livro. A presença, ausência e duração da água na área úmida é dependente das mudanças em magnitudes de entradas e saídas de fluxo (**Figura 49**).

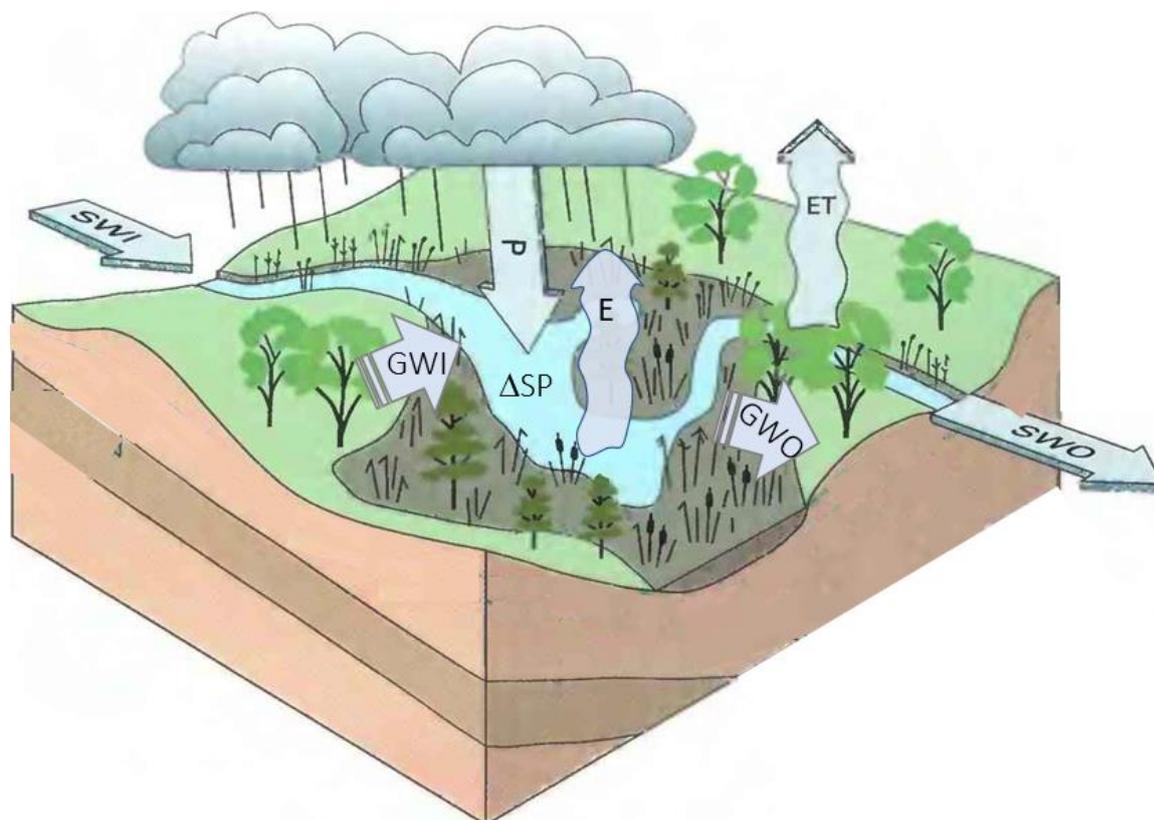


Figura 49 - Componentes do balanço hídrico de área úmida ($P+SWI+GWI=E+ET+SWO+GWO-\Delta SP$). Entradas são os volumes de precipitação (P), entrada do fluxo de água superficial (SW), entrada de fluxo de água subterrânea (GW). Saídas são evaporação direta da superfície da água de um alagadiço da área úmida (E), evapotranspiração (ET), saída de água superficial (SWO), e fluxo de saída para o sistema de água subterrânea (GWO). A mudança do volume do charco da área úmida (DSP) é positiva se o volume aumenta, e negativa se o volume diminui; portanto o sinal negativo da equação produz o balanço apropriado (modificado de Tiner, 1996).

O desenvolvimento de vegetação em área úmida de solos hidromórficos é dependente da duração do tempo da água que está presente na área úmida. As mudanças sazonais na superfície da área úmida e os níveis de subsuperfície de água definem o hidroperíodo da área úmida (**Figura 50**). Mitsch e Gosselink (2000) apresentam numerosos exemplos de hidroperíodos de áreas úmidas. As análises de hidroperíodos são utilizados para comparar a estabilidade da área úmida de ano a ano. Com a informação adicional de balanço hídrico, incluindo o grau e tempo das condições de intercâmbio da área úmida, um hidroperíodo de área úmida pode ser utilizado para examinar mudanças nas condições do intercâmbio ao longo do tempo (**Figura 50**).

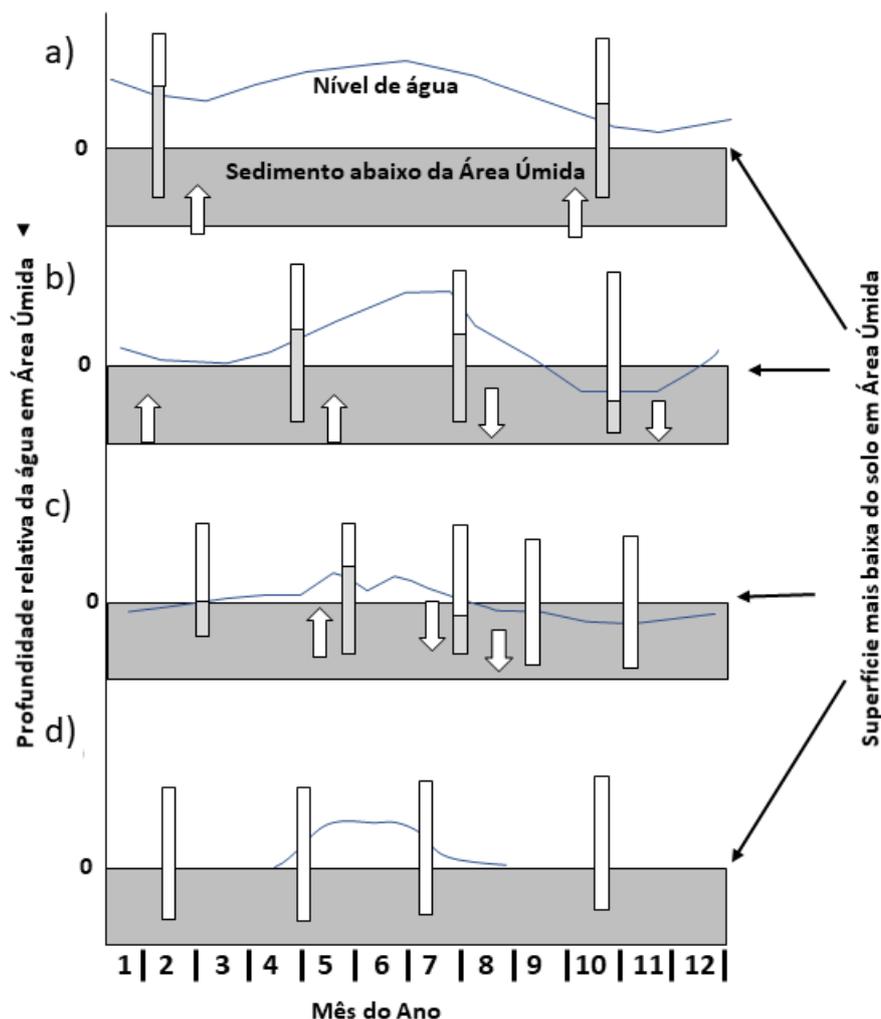


Figura 50 - Exemplos de hidroperíodos, as mudanças do nível de água da área úmida ao longo do tempo (linhas azuis), para quatro cenários de áreas úmidas de clima temperado. As profundidades relativas de água estão localizadas em relação aos meses 1 a 12 por um ano, num clima semiárido do hemisfério norte. A base da área úmida (a mais baixa elevação da superfície do solo) é mostrada como linha preta horizontal (0) no topo do retângulo que representa a subsuperfície (cinza). Os poços de monitoramento/ minipiezômetros que estão abertos somente na base e localizados na área úmida mostram níveis de água subterrânea em cinza claro. A direção do intercâmbio da água subterrânea é indicada pelas setas brancas. a) Um hidroperíodo de área úmida dominada pelo intercâmbio efluente e a influência das chuvas da primavera. Os níveis de base da água da área úmida são sustentados acima da superfície dos solos por um ano inteiro. b) Um hidroperíodo de área úmida onde o intercâmbio de água subterrânea (efluente) e a precipitação eleva o nível de água na primavera. Nos meses de verão a área úmida se torna influente e pelo mês 9 (setembro) a área úmida terá secado, e o nível de água está abaixo da base da área úmida. c) Um hidroperíodo de área úmida durante a estiagem como comparada para as condições em (b). O intercâmbio limitado está presente no inverno e a área úmida recebe uma descarga de água subterrânea (efluente) de alguma precipitação na primavera combinada com alguma chuva até o verão. Então a área úmida se torna influente e em setembro permanece influente ou se torna desconectada do sistema de água subterrânea subjacente. d) O hidroperíodo da área úmida para uma área úmida desconectada. A água na área úmida vem da precipitação e escoamento superficial. A evaporação/ evapotranspiração dominam o balanço hídrico e o intercâmbio de água subterrânea não ocorre (depois de Mitsch e Gosselink, 2000).

4.7 Áreas Úmidas nas Paisagens

As áreas úmidas podem ser geralmente classificadas com base nas condições geológicas/ hidrológicas e vegetação. As classes incluem marinha, estuarina, fluvial, lacustre e palustre. Sistemas terrestres incluem fluvial (associado a rios), lacustre (associado às depressões topográficas, que são similares a lago), e palustre (incluem muitas áreas úmidas internas e um subconjunto de sistemas estuarinos e entre marés) como mostrados na **Figura 51**.

As áreas úmidas que estão bem conectadas a água subterrânea comumente ocorrem em locais de descarga de água subterrânea associados aos sistemas de água subterrânea local, intermediário e regional (e.g., **Figura 10**). Em adição, eles podem também ocorrer em declives associados com a descarga da nascente (**Figura 43**), em baixos topográficos em áreas de recarga, e paisagens dominadas por depressão de baixo relevo.

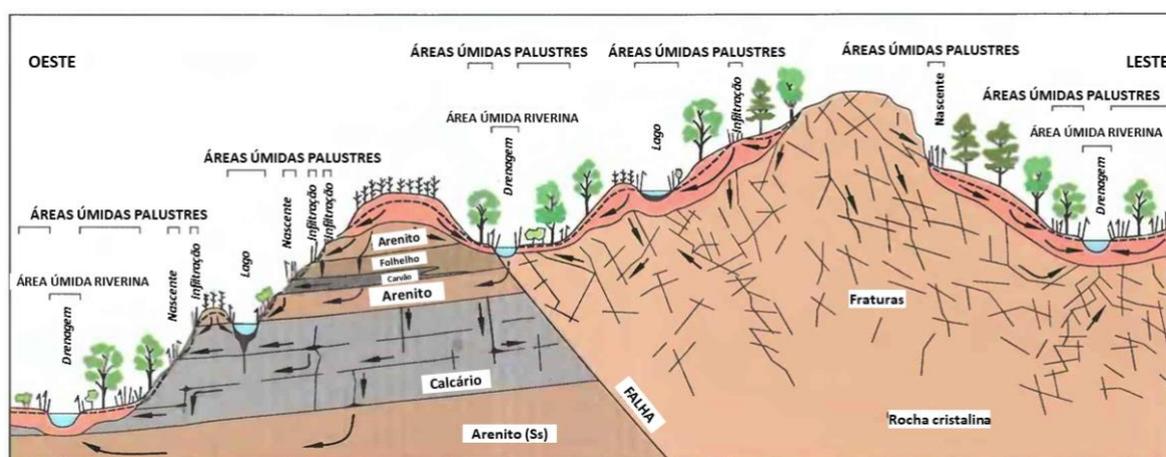


Figura 51 - Seção transversal esquemática de uma região de depósitos complexos sedimentares e rochas cristalinas mostrando áreas úmidas terrestres em superfície. Uma área úmida palustre é utilizada para representar áreas úmidas terrestres, que não sejam as fluviais, como mostrado neste diagrama. O nível freático está indicado pela linha preta pontilhada e o fluxo geral de água subterrânea pelas setas pretas. A recarga foca no intercâmbio das águas subterrâneas de altos topográficos na paisagem. As áreas úmidas se formam na descarga de nascentes ou pontos de infiltração, que se originaram do fluxo de água subterrânea proveniente dos contatos de camadas, fraturas e sistemas de juntas, e nas zonas de descarga originado de sistemas de fluxo local raso e nas locações onde a água subterrânea de fluxo regional descarrega (Fretwell et al., 1996).

Os sistemas de áreas úmidas ilustrados na **Figura 51** mostram áreas úmidas em locais com grande relevo topográfico. Entretanto, muitas áreas úmidas ocorrem em áreas de relevo de topografia baixa e cobrem amplas áreas. Muitas vezes as áreas úmidas se formam em cenários topográficos onde o nível freático intercepta a superfície do terreno durante todo ano ou parte dele. Por exemplo, na América do Norte grandes extensões de áreas úmidas ocorrem em regiões de baixo relevo incluindo as áreas boreais do Canadá e as planícies internas e costeiras do Canadá, Estados Unidos e México (**Figura 52**). Mitsch e Gosselink (2000) e Fretwell e outros (1996) providenciam exemplos adicionais de cenários de paisagens de áreas úmidas e sistema de fluxo de água subterrânea.

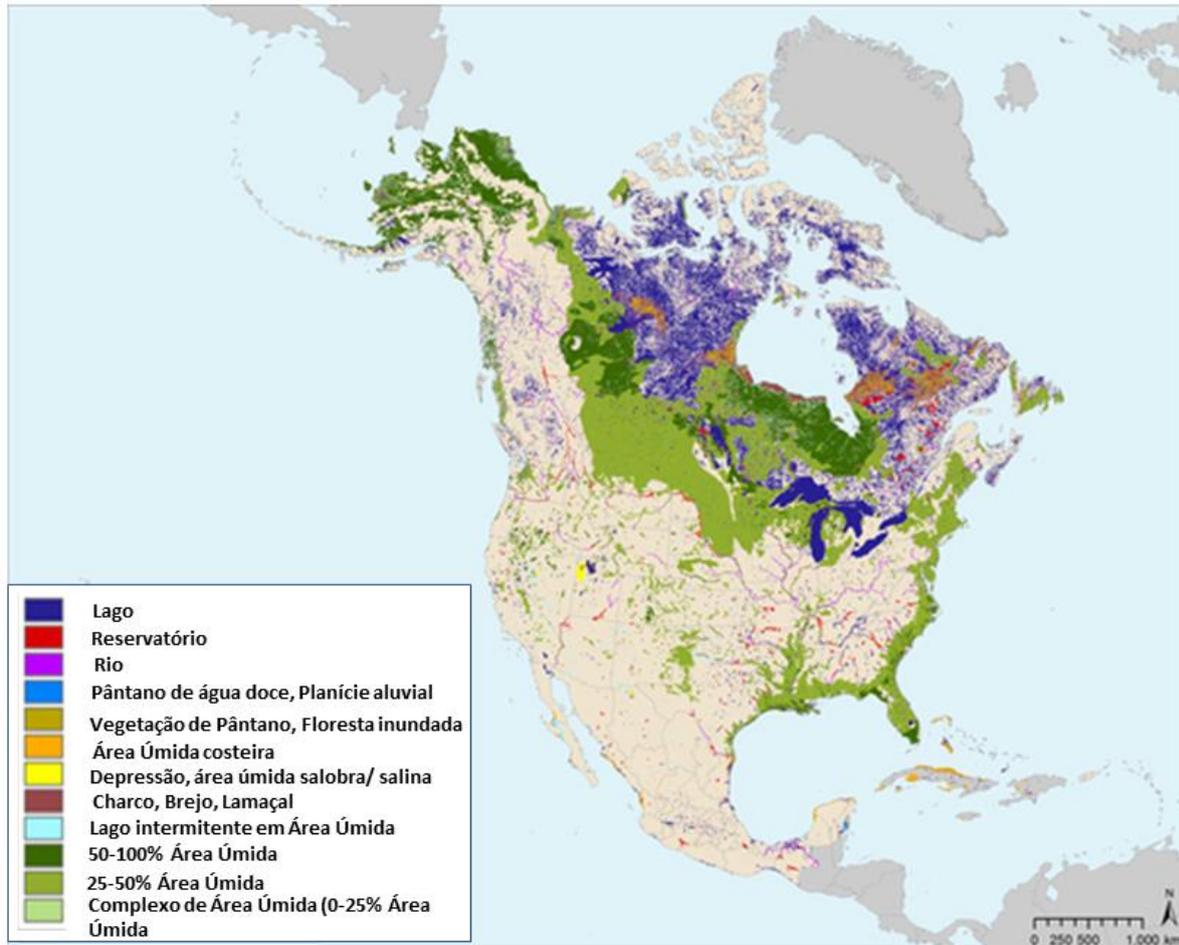


Figura 52 - Um mapa mostrando a extensão de tipos de áreas úmidas na América do Norte. Muitas áreas úmidas estão localizadas em terras baixas ou áreas de baixo relevo associadas às paisagens internas e costeiras. Os tipos de áreas úmidas incluem regiões lacustres (lago/ reservatório, lago de área úmida intermitente), fluvial (rio), palustre (banhados de água doce, planícies de inundação, floresta em pântano, florestas inundáveis, pântano, charco, lodaçal), marinhas (área úmida costeira, áreas alagadas, áreas úmidas salobras/ salinas) são representados, e o mapa geral onde a porção de área do terreno é coberto pelas áreas úmidas (e.g., 25-50% área úmida). Lehner e Doll (2004) [distribuído pela Commission for Environmental Cooperation, Montreal, Quebec](#).

5 Métodos para Investigar o Intercâmbio de Água Subterrânea e Água Superficial

Esta seção apresenta os métodos geralmente utilizados para descrever qualitativamente e quantitativamente o intercâmbio de água subterrânea e água superficial de drenagens, lagos e áreas úmidas. Exemplos de métodos utilizados e interpretação de processos de intercâmbio em sistemas naturais e modificados de água subterrânea e água superficial estão inclusos. A caracterização de intercâmbio requer um número de abordagens que incluem cálculos de trocas utilizando balanço hídrico, aplicação de princípios de hidrogeologia e modelação, instrumentação física, sensoriamento remoto, e análises geoquímicas (**Figura 53**). Em alguns casos, esses procedimentos estão entrelaçados em análises que se sobrepõem. Alguns métodos proporcionam uma visão mais ampla do intercâmbio (e.g., balanço hídrico) e outros métodos caracterizam condições a uma localização específica (e.g., infiltrômetros). Rosenberry e LaBaugh (2008) fornecem um excelente livro de domínio público descrevendo metodologias aplicadas para caracterizar locais de intercâmbio, magnitude e durações. Eles endereçam o uso de registros de vazão de drenagens, poços, piezômetros e infiltrômetros; métodos para caracterizar hidrologia cárstica; e a aplicação da temperatura para avaliar o intercâmbio. Uma vez com os dados obtidos, o conjunto de informações de campo e de sensoriamento remoto requerem níveis múltiplos de análises e interpretação. Uma variedade de ferramentas de modelação é também utilizada para construir modelos conceituais, testar incertezas e quantificar as condições de intercâmbio e tempo (e.g. Anderson et al., 2015).

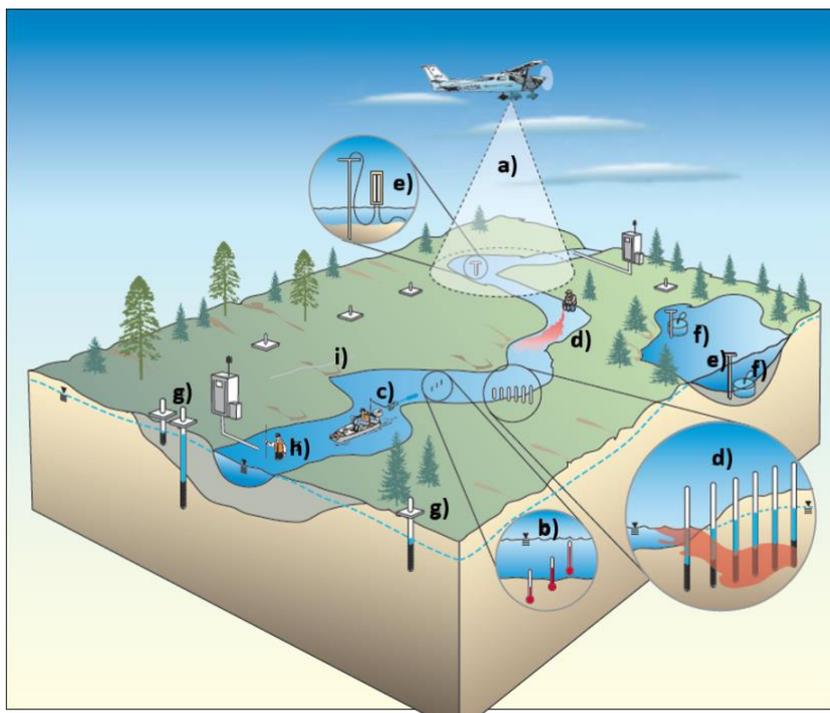


Figura 53 - Esquema mostrando técnicas de campo utilizadas para avaliar o intercâmbio água superficial e água subterrânea. Letras na figura representam métodos, a seguir: a) aerotransportado, drone ou imagem de temperatura por sensor com base em terra; b) caracterização de temperaturas pela perfilagem vertical termal; c) sonda de temperatura e condutância específica para mapeamento de poro de água em sedimentos de fundo em água superficial; d) estudos de traçadores e geoquímicos; e) minipiezômetros; f) infiltrômetros; g) rede de poços de monitoramento; h) medidas de vazão em drenagens; e i) fibra ótica, mapeamento da temperatura de fundo (modificado de LaBaugh e Rosenberry, 2008). Metodologias utilizadas para caracterizar o intercâmbio na escala de paisagem e de feição envolvem a aplicação de balanços hídricos e ferramentas de mapeamentos em escala de paisagem. Alguns destes métodos podem ser aplicados para estudos em locais cobrindo menores áreas. Outros métodos quantificam dados relacionados a escala local de investigação (rede de poços de monitoramento) e locações pontuais dentro da área de estudos (e.g., infiltrômetros).

5.1 Balanços Hídricos

Os balanços hídricos podem ser aplicados em múltiplas escalas para avaliar o intercâmbio água subterrânea – água superficial em drenagens, lagos e áreas úmidas. Eles respondem por todas as fontes de água, sumidouros e mudanças no armazenamento dentro de uma condição de contorno e tempo (e.g.; **Figura 1**; **Figura 38**; **Figura 49**). Healy e outros (2007) prepararam uma excelente publicação de domínio público de balanço hídrico para pesquisa e gerenciamento ambiental que fornecem formulações de/ e métodos utilizados para quantificar componentes do balanço hídrico em várias escalas. Trabalhos anteriores de Winter (1981) abordaram os desafios de calcular os componentes da água subterrânea do balanço hídrico de lago. Ele alertou contra a configuração dos componentes da água subterrânea como as incertezas do balanço, porque essa abordagem faz com que desconhecimentos e erros do balanço sejam incorporados nos valores de troca de água subterrânea calculados (residuais). Winter (1981) enfatizou a importância de quantificar independentemente os componentes do balanço hídrico.

Em uma escala de uma feição individual (trecho de uma drenagem, lago ou área úmida), uma fronteira do balanço hídrico e o intervalo de tempo são requeridos quando se trabalha em um balanço hídrico. O balanço requer quantificação de um intercâmbio efluente e influente de água subterrânea com as fronteiras do balanço definidos (e.g., bacia hidrográfica, margens de uma feição de água superficial). Por exemplo, a entrada da água subterrânea para a configuração lago (**Figura 38**) é definida pela Equação 1, quando se utiliza o balanço hídrico do lago com a margem do lago como condição de contorno. Cada componente requer a quantificação e uma estimativa de erro (e.g., Healy et al., 2007).

$$Pin + Swin + GWin = GWout + SWout + Eout + ETout - S \quad (1)$$

onde:

Pin = Precipitação que cai dentro do domínio do lago (L^3/T)

$SWin$ = Fluxo de água superficial para o lago (L^3/T)

$GWin$ = Descarga de água subterrânea no lago (L^3/T)

$GWout$ = Percolação da água do lago para a água subterrânea (pode incluir o fluxo da água de vegetação freatófitas localizada próxima a margem) (L^3/T)

$SWout$ = Fluxo de água superficial que sai do lago (L^3/T)

$Eout$ = Evaporação direta da superfície de água do lago (L^3/T)

$ETout$ = Perda de água de plantas dentro do lago por evapotranspiração (L^3/T)

S = Mudança volumétrica no armazenamento de água da lagoa, um aumento no volume é positivo e a diminuição é negativo (L^3/T)

Os textos padrões de hidrologia (e.g., Hornberger et al., 1998; Dingman, 1994; Watson e Burnett, 1993) e de hidrogeologia (e.g., Freeze e Cherry, 1979; Domenico e Schwartz, 2000; Fetter, 2001; Schwartz e Zhang, 2003; Fritts, 2012; Weight, 2019) discutem técnicas para quantificar cada componente do balanço hídrico. [Caixa 3](#) apresenta a derivação de um balanço hídrico para o Lago Mirror em New Hampshire (Healy et al., 2007) e fornecem uma estimativa de erro associado com os componentes do balanço hídrico. Apesar dos balanços hídricos serem de grande valor, eles devem ser utilizados em conjunto com outras metodologias, quando uma resolução mais refinada de intercâmbio de um local específico for necessária.

5.2 Métodos de Separação de Hidrógrafas de Rios

Os registros de descarga de drenagens fornecem informação da vazão de água da bacia acima da localização da estação fluviométrica. O intercâmbio entre a drenagem e o sistema de água subterrânea pode ser inferida das análises de ambos os registros de descarga de curto e longo prazo.

Os registros de descarga da drenagem são gerados no posto de medição onde o nível de água da drenagem é medida e a relação entre o nível e a descarga é avaliada. A elevação do nível de água da drenagem é reportada como relativo a um *datum* de referência, e é medido utilizando uma régua de medição de rio, transdutor, carretel de medição montado em ponte, sonda acústica, medidor elétrico de nível de água e/ou com equipamentos alojados em estações de medição oficiais (e.g., flutuador, borbulhador, transdutor) como ilustrado na **Figura 54**. Em algumas configurações, estações fluviométricas oficiais fornecem a elevação, vazão e dados geoquímicos que estão acessíveis em bases de dados e/ ou em tempo real (e.g., [USGS National Water Information System](#)⁷). Quando as medições de elevação da drenagem são combinadas com a medidas de descarga a uma larga variedade de fluxos, a relação elevação-descarga pode ser desenvolvida para a estação (**Figura 54c**). Com a relação elevação-descarga é possível estimar a descarga da drenagem como uma função do tempo quando somente a elevação é medida. Estes registros podem então ser analisadas para determinar o intercâmbio líquido em escala de bacia.

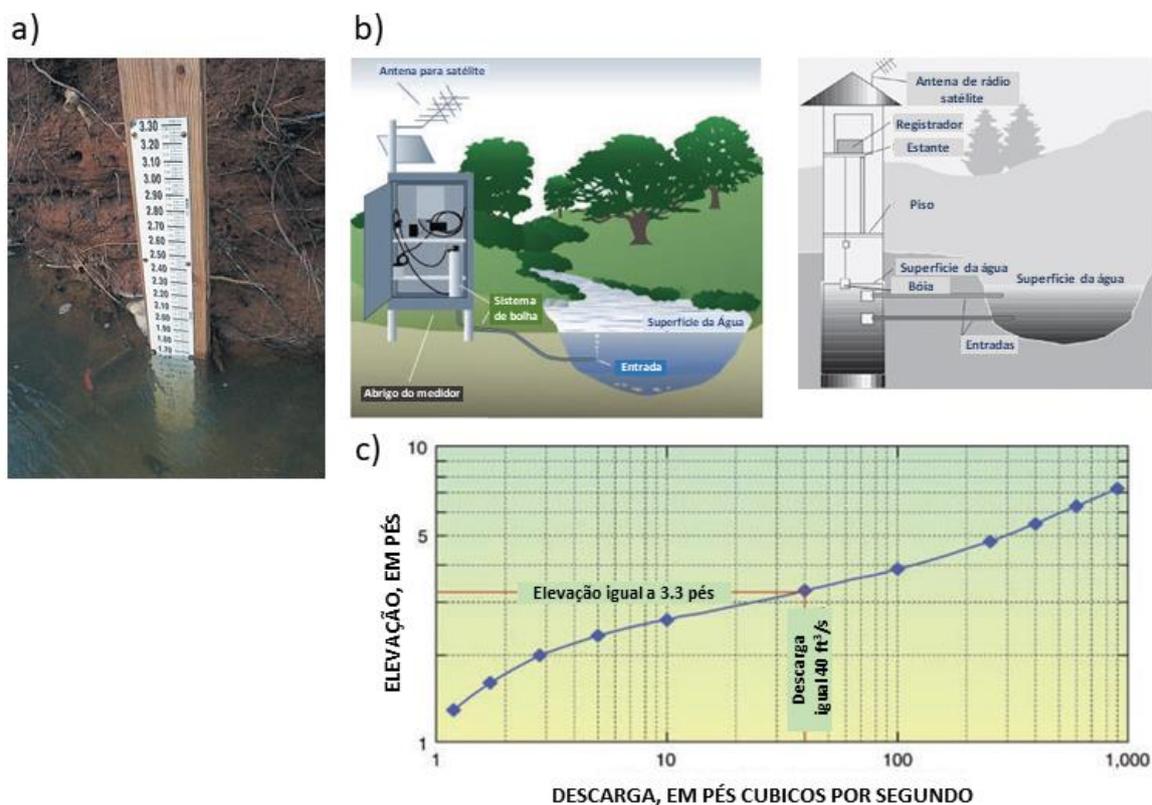


Figura 54 - Estações fluviométricas: a) régua de medição da elevação de água superficial (USGS, 2005); b) estações fluviométricas (USGS, 2011 e USGS, 2019); e, c) curva de elevação e descarga de drenagem (USGS, 2011).

Na escala de bacia, o intercâmbio de água subterrânea pode ser inferido utilizando as técnicas de separação de hidrógrafas quando as condições efluentes dominam (e.g., Wisler e Brater, 1959; Meyboom, 1961; Rorabaugh, 1964; Rorabaugh e Simons, 1966;

Hannula et al., 2003; Rutledge, 1993; Rutledge, 1998; Combalicer et al., 2008). A separação de hidrógrafa envolve a interpretação da contribuição da água subterrânea para a descarga medida da drenagem, o fluxo de base (**Figura 23**). Apesar da separação de hidrógrafas seja algumas vezes vista como uma derivação de uma estimativa da recarga total de água subterrânea da bacia (intercâmbio de água subterrânea), ela realmente representa a descarga da água subterrânea para a drenagem sobre um dado período de tempo. Nos casos em que o fluxo de água subterrânea da bacia desvia do canal da drenagem (e.g., fluxo subsuperficial) ou outros componentes do balanço hídrico são significantes (e.g, evapotranspiração, bombeamento, e desvio da água subterrânea da bacia), o fluxo de base não refletirá a recarga total da água subterrânea na bacia (e.g., Rutledge, 2005; Combalicer et al., 2008). Não obstante, a separação do fluxo de base prova ser útil quando se estima o intercâmbio anual, ou eventual do intercâmbio de água subterrânea (condições efluentes) como mostrado na **Figura 55**.

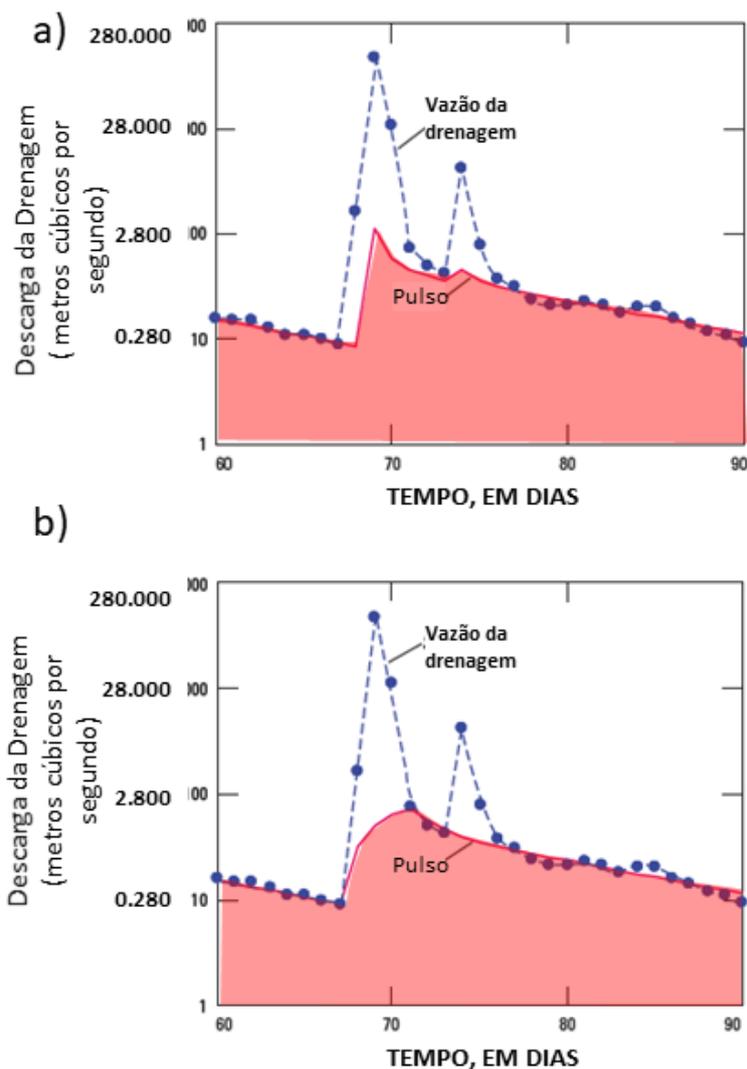


Figura 55 - Aplicação das técnicas de separação de hidrógrafas para a hidrógrafa de março de 1974 do córrego Big Hill, Cherryvale, Kansas, EUA. A linha pontilhada e círculos em azul são registros de vazão e a linha sólida vermelha, o fluxo de base interpretado fornecido pela água subterrânea (sombreado em vermelho). A modelação foi realizada utilizando o modelo PULSE (de Rutledge, 2000). a) Recarga foi modelada com 0,65 polegadas (1,6 cm) e 0,08 polegadas (0,2 cm) nos dias 69 e 74, respectivamente. b) Os resultados da modelagem quando a recarga foi simulada como constante do dia 68 para o dia 72. A recarga total modelada foi de 0,73 polegadas (1,8 cm) em ambos os casos (modificado de LaBaugh e Rosenberry, 2008, incluindo a conversão para unidades métricas).

As ferramentas gráficas, analíticas de modelação numérica direta e inversa são desenvolvidas para realizar a separação da hidrógrafa. Os textos básicos de hidrologia e hidrogeologia descrevem as metodologias (e.g., Fetter, 2001). Como um exemplo, Hannula e outros (2003) utilizaram a técnica de separação de hidrógrafa relatado por Moore (1992) para estimar a descarga de água subterrânea para um córrego no Distrito Mineiro de Ferro da Montanha West Shasta, na Califórnia, USA. Eles também calcularam a capacidade específica média e o pico médio da transmissividade dos materiais inconsolidados adjacentes ao córrego.

Uma comparação dos resultados de seis pacotes de programas desenvolvidos para calcular a separação de hidrógrafa é apresentado por Combalicer e outros (2008). Uma variedade de programas incluindo: PART (Rutledge, 2007a); RORA (Rutledge, 2007b); PULSE (Rutledge, 2002); Base Flow Index (BFI) (Wahl e Wahl, 2001); River Analysis Package (RAP) (Marsh et al., 2003); e, WHAT (Lim et al., 2004) são aplicados no mesmo conjunto de dados de hidrógrafa do mesmo rio. Neff e outros (2005) também avaliaram os múltiplos métodos de separação de hidrógrafas em suas análises de fluxo de base dos Grande Lagos, EUA e Canadá.

5.3 Modelação da Água Subterrânea em Bacia Hidrográfica

Em adição aos modelos de separação de hidrógrafas, os processos de intercâmbio em escala de bacia podem ser analisados utilizando modelos numéricos de água subterrânea, modelos acoplados de água superficial-água subterrânea e modelos de blocos com roteamento do escoamento superficial de cursos de água (e.g., Anderson et al., 2015). A modelação é utilizada para conceitualizar e avaliar os intercâmbios do rio em escala de bacia, segmento de vale, curso de água e canais de drenagens (incluindo as zonas hiporréicas); intercâmbio de lago e área úmida.

A modelação que enfatiza o sistema de água subterrânea (e.g., a família de códigos do [MODFLOW](#); e [FEFLOW](#) (Diersch, 2014)) leva em conta o intercâmbio de água subterrânea com as feições de água superficial sob condições efluentes, influentes, efluente-influente, e desconectadas ou de troca zero. Os modelos contêm códigos específicos que direciona em como, quando e onde a água subterrânea passa para e provém dos rios, lagos e áreas úmidas. Em adição, o modelo e balanços hídricos locais são calculados, dos quais o intercâmbio pode ser inferido (e.g., Anderson et al., 2015). Os modelos com enfoque a água subterrânea permitem a avaliação tridimensional anisotrópica e heterogênea do fluxo de água subterrânea, e o intercâmbio com as feições de água superficial. O livro de Anderson e outros (2015) cobre um vasto material incluindo o desenvolvimento básico dos modelos conceituais de água subterrânea e métodos para tratar as incertezas dos resultados da modelação. Eles descrevem como os modelos de água subterrânea podem ser utilizados para avaliar o intercâmbio com rios, lagos e áreas úmidas, e em como alguns códigos relacionam os modelos hidrológicos padrão (água superficial) aos modelos de água subterrânea. Uma discussão mais detalhada de aplicação de modelo é discutida em outra parte deste livro.

5.4 Levantamentos Sinóticos de Drenagem

As investigações sinóticas de drenagem ou de uma série de medidas de vazão em determinados trechos de drenagens a um período curto de tempo são utilizadas para avaliar as condições de intercâmbio em drenagens. Eles são conduzidos por medidas de vazão da drenagem em dois ou mais pontos, levando em conta a diferença entre as medidas para determinar se a descarga está aumentando ou decrescendo, se a drenagem está

ganhando ou perdendo água. Este método é baseado em postos físicos de medida de fluxo da drenagem e requer consideração de todo o balanço hídrico entre os limites do levantamento (**Figura 56**). A série de medidas de vazão é tipicamente conduzida em um período curto de tempo, durante os quais se assumem que as condições de fluxo estão em estado estacionário. A entrada da água subterrânea é calculada pela diferença entre as entradas e saídas, como mostrado na Equação 2.

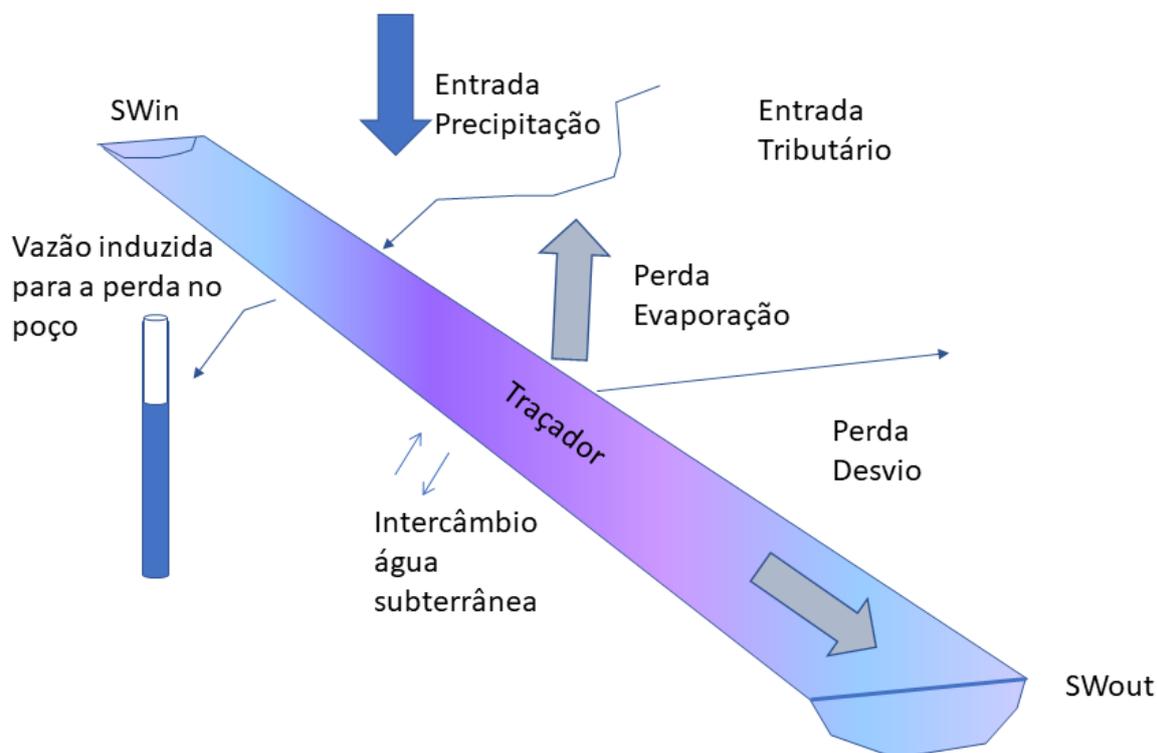


Figura 56 - Esquema de um trecho de rio utilizado para um levantamento sinótico e um teste de traçador para caracterizar o intercâmbio da água subterrânea conectada no curso de água. Todas as entradas e saídas devem ser quantificadas entre as locações de monitoramento de gradiente de montante e jusante (SWin e SWout) para permitir a estimativa do intercâmbio de água subterrânea. Os intercâmbios podem também ser avaliados utilizando a introdução de uma concentração conhecida de traçador e monitorar sua chegada em relação ao tempo de um posto de medição de jusante, como discutido em outra subseção deste livro (Woessner, 2020).

$$(SWout + \text{perda de outros canais}) - (SWin + \text{Entradas}) = \text{Intercâmbio GW conectada} \quad (2)$$

onde:

$SWout$ = Vazão de um trecho de rio medida na locação de jusante (L^3/T)

$\text{Outras perdas do canal}$ = Quantificado ou medido (exemplo, desvios, evaporação, infiltração e captação de água do rio no poço raso de bombeamento mais próximo) (L^3/T)

$SWin$ = Vazão de uma drenagem medida no ponto de monitoramento de montante (L^3/T)

Entradas = Ganhos quantificados ou estimados da superfície da água entre as locações de montante e jusante (exemplo, precipitação e entrada de tributários) (L^3/T)

Intercâmbio de água subterrânea conectada = Ganho adicional ou perda de vazão de drenagem atribuído a água subterrânea (L^3/T)

Os levantamentos sinóticos, embora úteis, devem ser cuidadosamente planejados pois os erros das medições podem ser grandes. Idealmente, quando a vazão de um ponto de montante é subtraída da vazão de uma locação de jusante e o valor é positivo, o curso da drenagem estudada é efluente, ganhando água subterrânea; quando negativa, o canal está perdendo água para o sistema de água subterrânea subjacente (alguns métodos relatam que podem reverter o sinal da diferença da conexão). É importante que a série de medidas de vazão seja projetada para que os erros de medida e incertezas não mascarem os cálculos de ganho e perdas.

Donato (1998) conduziu duas séries de medidas de vazão (levantamento sinótico) no rio Lemhi, Idaho, EUA. Uma seção do canal de aproximadamente 100 km em extensão foi subdividida em 14 trechos (**Figura 57**). Os métodos de postos atuais de medidas de vazão foram utilizados para determinar a vazão da drenagem (assumindo 5% de erro de medida). As medições incluíram desvios e tributários dentro dos trechos e foram totalizadas 117 locais em um período de cinco dias. A primeira série de medidas foi conduzida em agosto (sob altas elevações de água subterrânea durante a estação de irrigação) e o segundo em outubro de 1997 (depois de cessar a irrigação). Os resultados de ganhos e perdas da infiltração para cada série de medidas mostraram que o rio era efluente durante agosto na maioria dos trechos estudados (**Figura 57**). Durante as medições de outubro, pelo menos seis trechos mudaram de condição de ganho para perda. Para os 28 calculados para ganhos e perdas, somente cinco foram considerados comprometidos pela medição de erro superior a 5%. Neste estudo, muitas medidas foram requeridas para caracterizar o sistema, porque o rio foi influenciado pela irrigação intensiva. O estudo também ilustra a natureza transiente do intercâmbio.

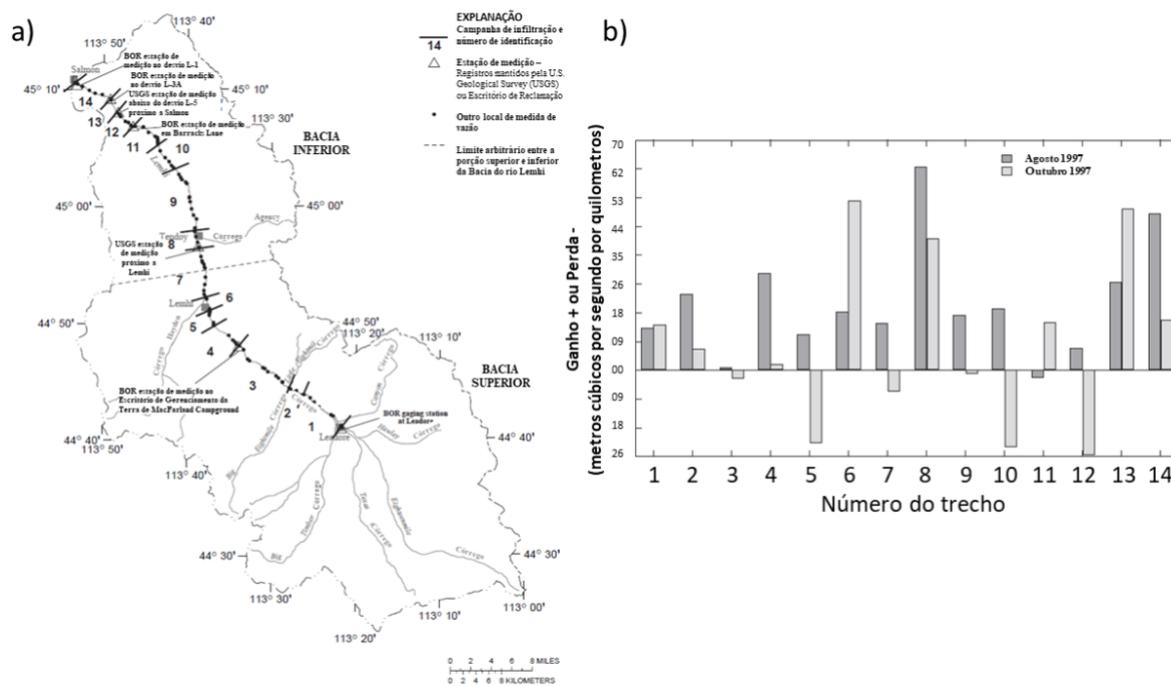


Figura 57 - Série de medições de vazão de infiltração conduzido no rio Lehmi, Idaho, EUA. A série de medidas de vazão foi conduzida em período de 5 dias em agosto (estação de irrigação) e cinco dias em outubro de 1997 (depois que a irrigação cessou). O rio está fluindo de sudeste para noroeste (o topo da figura é o norte da área). Para contabilizar os desvios da irrigação e as vazões dos tributários, 117 medidas foram realizadas para cada série medida. O erro de medição da vazão do rio foi assumido para ser 5%. a) a vista em mapa das localizações dos postos de medição no rio. Os intervalos entre os postos de medição estão numerados sequencialmente do posto de montante para o posto de jusante. b) Vazão de entrada (locados com números positivos) e saídas (locados com números negativos) de água subterrânea calculado para cada trecho do rio. Barras de erros não estão mostrados (Donato, 1998).

Os instrumentos e métodos individuais necessitam ser pesquisados para definir prováveis variações de erros de medição. O comprimento do trecho do curso de rio selecionado para um levantamento sinótico necessita ser suficientemente longo para que diferenças de medidas de vazão sejam maiores que o erro envolvido para cada medição, como discutido em [Caixa 4](#). As séries de medições de vazão de infiltração em drenagens de primeiras ordens (vazões menores) são menos complicadas do que os que utilizam de técnicas para caracterizar drenagens de ordens maiores (grandes vazões). Geralmente, maiores vazões de drenagem são mais difíceis de medir (portanto tipicamente possuem erros maiores) e trechos de drenagens mais compridos são necessários para quantificar mudanças. Isso deve ser também observado que os métodos produzem o intercâmbio líquido, porém múltiplos processos de troca podem ocorrer dentro de um trecho de drenagem, como explicado na Seção 2 deste livro.

Em regiões com variação sazonal, as medidas de vazão de infiltração são muitas vezes planejadas por um tempo quando a transpiração da vegetação marginal da drenagem é pequena (exemplo, depois de uma forte geada) para simplificar o balanço hídrico no trecho do curso de água. Entretanto, levantamentos são usualmente repetidos durante outras estações para caracterizar como os fatores sazonais influenciam no intercâmbio.

5.5 Altura do Nível de Água Superficial e Rede de Monitoramento de Água Subterrânea

A instalação de rede de poços de monitoramento e de medições da altura de nível de água superficial permitem que a base de dados de carga e altura do nível gerem distribuições equipotenciais bi e tridimensionais. As interpretações destes dados produzem direções de fluxo de água subterrânea, taxas e mudanças de carga ao longo do tempo. Os mapas bidimensionais e seções transversais, representações tridimensionais, assim como simulações de modelos e gráficos associados, proporcionam visualizações das condições de intercâmbio.

Os mapas e seções transversais ao mostrar a distribuição de carga e de elevação dos níveis permitem que as direções de fluxo de água subterrânea e condições de intercâmbio sejam inferidas (**Figura 58**). As elevações de água subterrânea são derivadas de poços que penetram no sistema de água subterrânea associado, usualmente raso e não confinado. As redes de poços de monitoramento ou de piezômetros são estabelecidas utilizando quaisquer poços existentes ou poços de pequeno diâmetro (aproximadamente de cinco a 10 cm) especificamente instalados. Projetos de poços usualmente incluem uma seção ranhurada curta próxima a base do poço, uma tampa também na base do poço, e tubulação fechada que se estende até a superfície (**Figura 59**) (exemplo, Sterrett, 2008). Outros projetos de poços são apropriados quando as condições de instalação são difíceis ou os balanços são restritivos (exemplo, pontos de escavação manual em areia, tubos instalados por britadeira e piezômetros instalados por jateamento; Sterret, 2008).

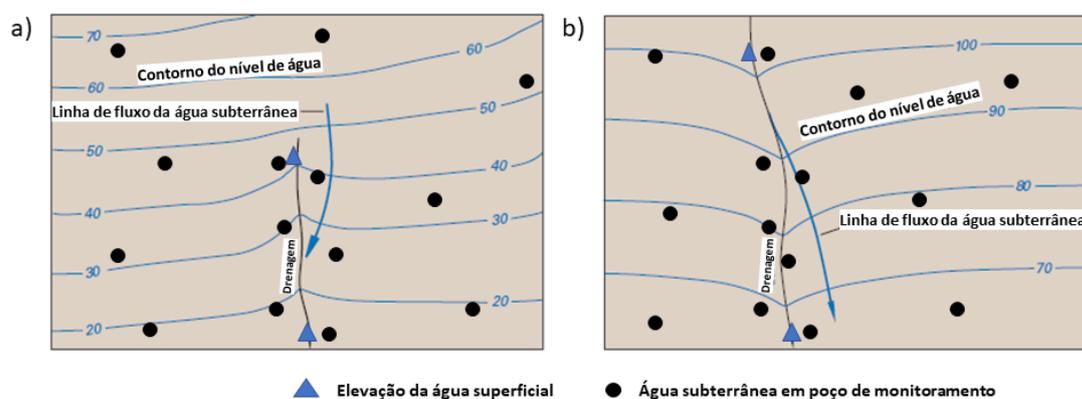


Figura 58 - Esquema de rede de poços de monitoramento e postos de medição da elevação de drenagens utilizados para avaliar a interação água subterrânea-drenagem. A informação geológica, dados de carga, e elevações dos níveis do rio são utilizados para construir o mapa de equipotencial (linhas azuis e números relativos) e gerar linhas de fluxo de água subterrânea (assumindo condições de estado estacionário, isotrópicas e homogêneas). a) Drenagem com ganho. b) Drenagem com perda conectada ao nível freático (modificado de Healy et al., 2007).

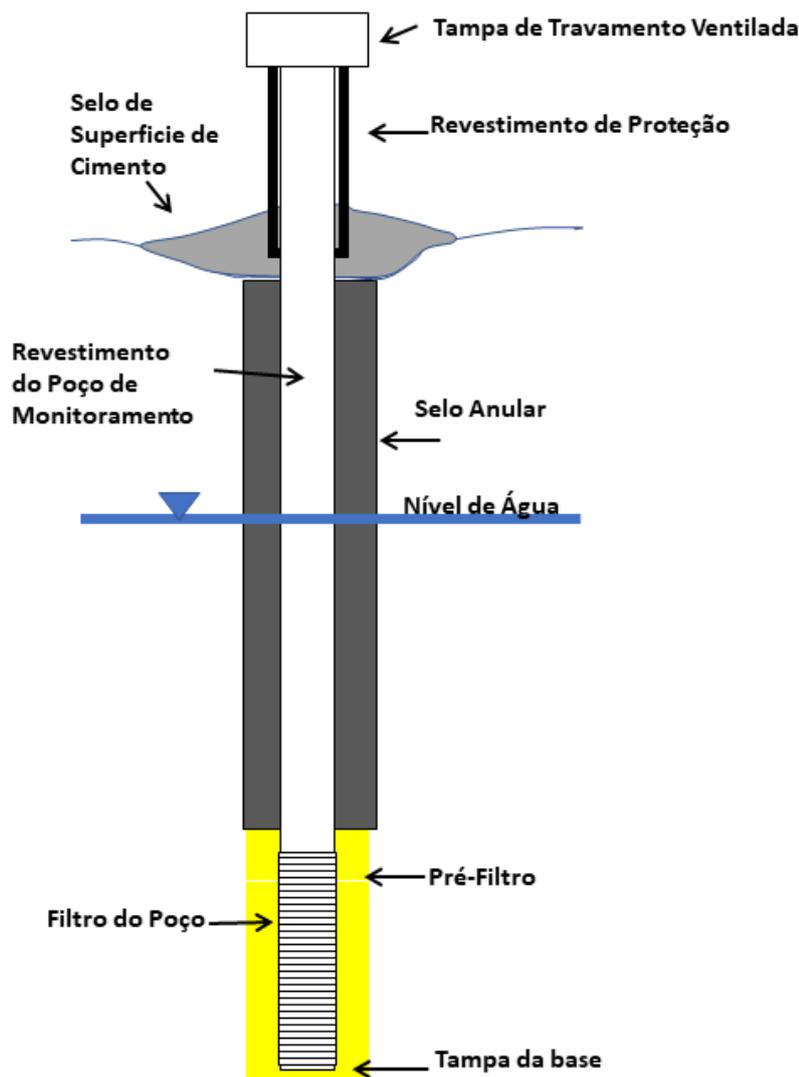


Figura 59 - Projeto típico de poço de monitoramento. O cimento do selo de superfície e a baixa permeabilidade do material selante anelar limitam a infiltração de escoamento de água superficial ao redor do revestimento. O pacote do pré-filtro é tipicamente um material de maior permeabilidade que facilita o movimento da água para a porção do poço aberta no sistema de água subterrânea (o filtro do poço no exemplo) (Woessner, 2020).

Em muitos casos, os poços são instalados no sistema de água subterrânea não confinado que interagem com o corpo de água superficial. Em adição aos poços completados próximos ao nível freático, uma porção dos poços devem ser pareados com um ou mais poços mais profundos para medir direção e magnitude dos gradientes hidráulicos verticais (**Figura 60**). Os gradientes são calculados como a diferença entre as cargas (100-105 na **Figura 60**) dividido pela diferença das profundidades dos poços (30 na **Figura 60**). Os sinais negativos do gradiente mostrado na **Figura 60** é uma convenção indicando que o fluxo é de áreas de maior para menor carga hidráulica. Portanto, quando a Lei de Darcy é usada para gerar descarga de água subterrânea, fluxo, velocidade ou estimativas de condutividade hidráulica, os gradientes são calculados pela subtração da carga a uma distância com menor valor em relação a carga de um ponto inicial. Woessner

e Poeter (2020) discutem o uso da Lei de Darcy para quantificar o fluxo e proporciona detalhes adicionais na convenção para calcular gradiente na Seção 4.3 do livro do Projeto Água Subterrânea (*Groundwater Project book* [↗](#)), intitulado “Propriedades Hidrogeológicas de Materiais Terrestres e Princípios de Fluxo de Água Subterrânea”. O movimento vertical da água subterrânea é descrito como ascendente (carga no piezômetro profundo é maior que a carga do piezômetro raso) ou descendente (carga no piezômetro profundo é menor que a carga do piezômetro raso). As profundidades múltiplas dos poços de monitoramento em uma locação também permitem determinações para amostragem de água detalhada para análise química e propriedades do aquífero.

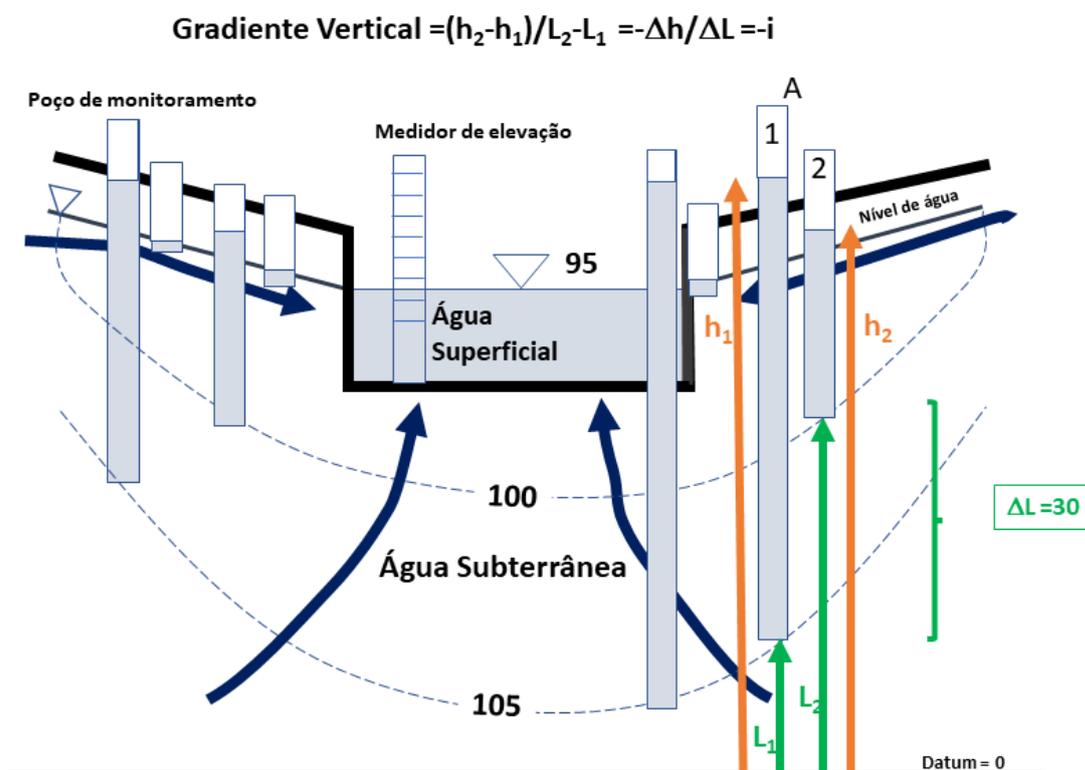


Figura 60 - Pares de poços de monitoramento rasos e profundos fornecem informação de gradientes verticais para condição efluente. As linhas equipotenciais são pontilhadas, e as setas do fluxo da água subterrânea são mostradas em azul escuro. A interpretação da direção de fluxo assume as condições isotrópicas e homogêneas. Não há exagero vertical nesta seção. Os níveis de água nos poços de monitoramento abertos na base são mostrados em azul claro. O gradiente vertical na locação A seria calculado como a diferença das cargas entre os poços 2 e 1 (setas em laranja) (no caso $100 - 105 = 5$) dividido pela distância que separa os finais dos piezômetros ($L_2 - L_1$, setas verdes), $DL = 30$, $-5/30 = -0,17$ (Woessner, 2020).

Os níveis de água nos poços de monitoramento são determinados utilizando fitas de aço ou medidores elétricos de nível de água, transdutores, e/ou ferramentas acústicas. Os topos de cada revestimento de poço, dos quais os níveis de água são medidos, e os postos de medição da elevação do nível de água da drenagem são posicionados em um datum comum para a área de estudo (exemplo, elevação média do nível do mar). A elevação dos níveis de água subterrânea, drenagens, lagos e áreas úmidas são comumente determinadas por técnicas padrão de levantamento (por exemplo, nível, teodolito, levantamento por GPS – estação total). Os erros do levantamento devem ser pequenos

suficientemente de tal modo que as diferenças entre os níveis de água superficial e água subterrânea sejam confiáveis a uma escala relevante de investigação.

Os dados de nível de água são delineados e as linhas de fluxo de água subterrânea mapeadas, com a utilização de métodos apropriados para identificar anisotropia em materiais do aquífero (exemplo, Woessner e Poeter, 2020). As representações de fluxo de água subterrânea em seções transversais necessitam levar em conta a seção transversal com exagero vertical e anisotropia (exemplo, Freeze e Cherry, 1979; Anderson et al., 2015; Woessner e Poeter, 2020). Os projetos de poços de monitoramento devem também acomodar possíveis ferramentas de amostragem de qualidade de água e métodos, e ser feitos de material que não comprometa a geoquímica da água subterrânea (exemplo, Sterret, 2008). A extensão da rede de poços é baseada nos limites do domínio e a importância das condições de água subterrânea distante do campo (requerendo poços em maior distância da área específica de estudo) para descrever o intercâmbio (exemplo, Anderson et al., 2015).

Para determinar gradientes verticais entre os corpos de água superficial e a água subterrânea utilizando uma ferramenta mais econômica, tubos de pequenos diâmetros (muitas vezes menores que 2,54 cm de diâmetro e um a dois metros de comprimento) podem ser instalados em várias profundidades diretamente no leito da feição de água superficial. Eles podem ser instalados como um instrumento temporário ou deixá-los no local para futuras medidas. Muito comumente, esses minipiezômetros são colocados abaixo do leito inconsolidado da feição de água superficial para examinar a distribuição dos gradientes verticais (exemplo, Lee e Cherry, 1978; Simonds e Sinclair, 2002; Cox et al., 2005; Buss et al., 2009). A publicação de Rosenberry e outros (2008) é uma excelente referência que descrevem o projeto e usos do minipiezômetro.

5.6 Minipiezômetros

Os minipiezômetros (ou piezômetros) são comumente abertos na base ou incluem um intervalo perfurado de poucos centímetros com uma série de ranhuras ou orifícios perfurados próximos ao base de um tubo de PVC ou metal (Woessner, 2017). Em áreas com sedimentos finos, lã de aço é algumas vezes instalada dentro do final do tubo ou uma luva de rede de nylon enrolado no intervalo perfurado para prevenir entupimento (Lee e Cherry, 1978; Simonds e Sinclair, 2002). Minipiezômetros podem ser instalados por percussão nos sedimentos da planície de inundação com níveis freáticos rasos (e.g., Rivett et al., 2008; Brodie et al., 2007) e, menos comumente, instalados em furos perfurados em leitos rochosos da drenagem (Kennedy, 2017).

O minipiezômetro é comumente perfurado manualmente dentro da camada em uma profundidade específica (exemplo, 10 a 100+ cm) (**Figura 61**). Em alguns casos um revestimento condutor de metal com um tampão inferior expansível ou uma haste central é cravado em profundidade e então um piezômetro de menor diâmetro é instalado por dentro da tubulação, e o revestimento condutor é removido. O sedimento não consolidado

é assumido e estimulado para ser depositado ao redor do piezômetro, selando-o nos sedimentos (prevenindo de curto-circuito de água superficial). Em alguns casos, um tubo transparente flexível longo o suficiente em extensão, acima da superfície da feição de água superficial pode ser inserido no revestimento condutor e utilizado como o minipiezômetro (Lee e Cherry, 1978). A instalação de minipiezômetros em sedimentos consolidados (rochas) requer perfuratriz mecânica de sondagens e a instalação do piezômetro que sela o intervalo perfurado do corpo de água superficial (**Figura 62**).

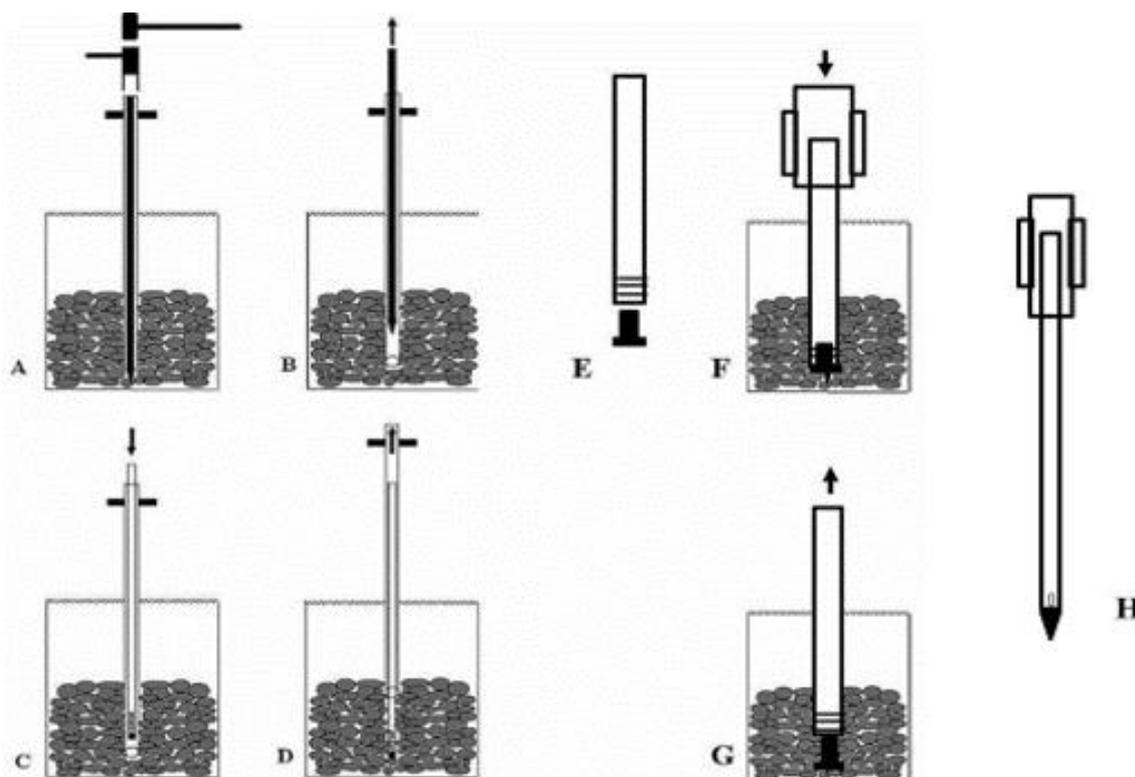


Figura 61 - Instalação de minipiezômetro em sedimentos não consolidados. a) atravessado por completo d) instalação utilizando um sistema direcionado por uma haste sólida interna e um revestimento condutor externo oco. O sistema duplo é direcionado a uma profundidade desejada e a haste sólida central é removida. Um minipiezômetro de menor diâmetro perfurado é inserido e o revestimento externo é removido (de Baxter et al., 2003). e) atravessado por completo g) instalação utilizando um revestimento condutor como um minipiezômetro. Uma ponta descartável de encaixe solto (exemplo, um parafuso) é colocado na base aberta e o tubo é conduzido para a profundidade utilizando também uma coluna condutora e uma marreta. Uma vez que a profundidade desejada é encontrada, o piezômetro é puxado de volta a poucos centímetros para permitir que a ponta descartável seja retida no sedimento. O piezômetro está então aberto nos sedimentos. Uma vez que o minipiezômetro seja instalado, o sedimento de fundo deve estar tampado ao redor do piezômetro para prevenir que a água faça uma entrada direta no instrumento. h) Um tubo de aço ondulado, fixo, de ponta pontiaguda, perfurado (piezômetro de ponteira) dirigido para dentro do leito (modificado de Woessner, 2017).

Kennedy (2017) utilizou pequenas perfuratrizes de solo para instalar os minipiezômetros e infiltrômetros em um leito de rochas dolomíticas. Uma perfuratriz portátil Shaw (Shaw Tool Ltd., Yamhill, OR, USA) foi utilizada para instalar piezômetros no leito do rio (Figura 62a). Lucius (2016) também descreveu métodos de instalação de minipiezômetros em leito rochoso para medir cargas e abundância de nitrogênio em descargas de água subterrânea no lago (**Figura 62b**).

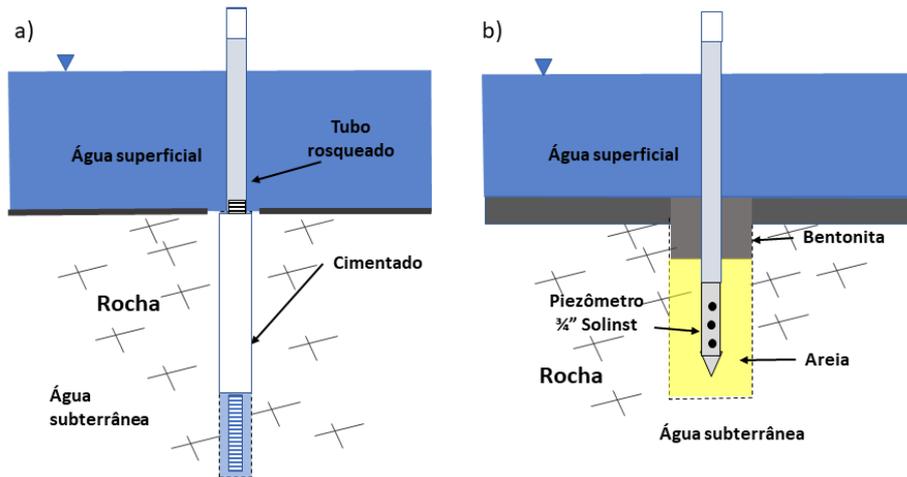


Figura 62 - Instalação de minipiezômetros em leito rochoso. a) instalação de um piezômetro em um furo de 5 cm em rio com leito de rochas dolomíticas. O piezômetro de aço foi cimentado utilizando o método de cimentação no local descrito por Pierce e outros (2018). A carga e temperatura da água subterrânea foram ambas medidas por um transdutor suspenso no furo aberto e manualmente no tubo vertical removível (modificado de Kennedy, 2017). b) Minipiezômetro instalado em calcário alterado. Um tubo de PVC de 15,2 cm foi conduzido para dentro dos sedimentos de fundo, e a rocha alterada foi limpa com uma broca e bomba. O piezômetro Solinst de 1,9 cm de diâmetro foi instalado no tubo de PVC. Como o tubo de diâmetro largo de PVC é removido, a areia foi instalada ao redor da ponta do piezômetro e a bentonita instalada na porção superior do furo (modificado de Lucius, 2016).

Para determinar a magnitude de um gradiente vertical de água subterrânea em uma localização de minipiezômetro, a diferença entre a elevação de água subterrânea (carga) medido no minipiezômetro, e a elevação da água superficial (Δh) é dividida pela profundidade que o instrumento penetra no sedimento (L) (**Figura 63a** e **b**). Quando um intervalo ranhurado ou perfurado é utilizado, o ponto do meio das perfurações é utilizado como profundidade de perfuração. A convenção usada na literatura do intercâmbio é que os gradientes referidos como gradientes hidráulicos verticais, GHVs, são calculados com relação ao nível de água subterrânea no minipiezômetro. Um gradiente positivo (o nível de água subterrânea é mais alto do que a elevação do nível de água superficial) indica condições efluentes, o movimento ascendente da água subterrânea, portanto, a água subterrânea descarrega no corpo de água superficial (e.g., Simonds e Sinclair, 2002; Woessner, 2017). Um gradiente negativo indica que a água superficial está recarregando a água subterrânea subjacente, movimento descendente da água subterrânea (condições influentes) como mostrado na **Figura 63b**. O GHV pode também ser calculado das medidas de cargas do topo do revestimento do minipiezômetro, utilizando o revestimento como um *datum* local (**Figura 63c** e **d**). GHVs são comumente citados na literatura de intercâmbio água subterrânea – superficial e mapeados espacialmente e temporalmente para indicar onde a água subterrânea está entrando e deixando o leito de um corpo de água superficial. O conceito de fluxo ascendente como gradiente positivo é uma convenção da literatura de intercâmbio de água subterrânea. Entretanto, as direções de intercâmbio e o GHV devem ser claramente definidos quando descreverem valores. Deve ser observado que em alguns

trabalhos, somente a diferença vertical entre a carga de água subterrânea e a elevação da água superficial é descrita e utilizada para inferir a direção do movimento da água. Esta informação é qualitativa, embora útil. Entretanto, é importante notar que essa diferença não é o GHV assim como a diferença do nível da água não é dividida pela profundidade da penetração do minipiezômetro (L) na camada. Os gradientes são necessários para calcular a descarga de água subterrânea, fluxo e velocidades.

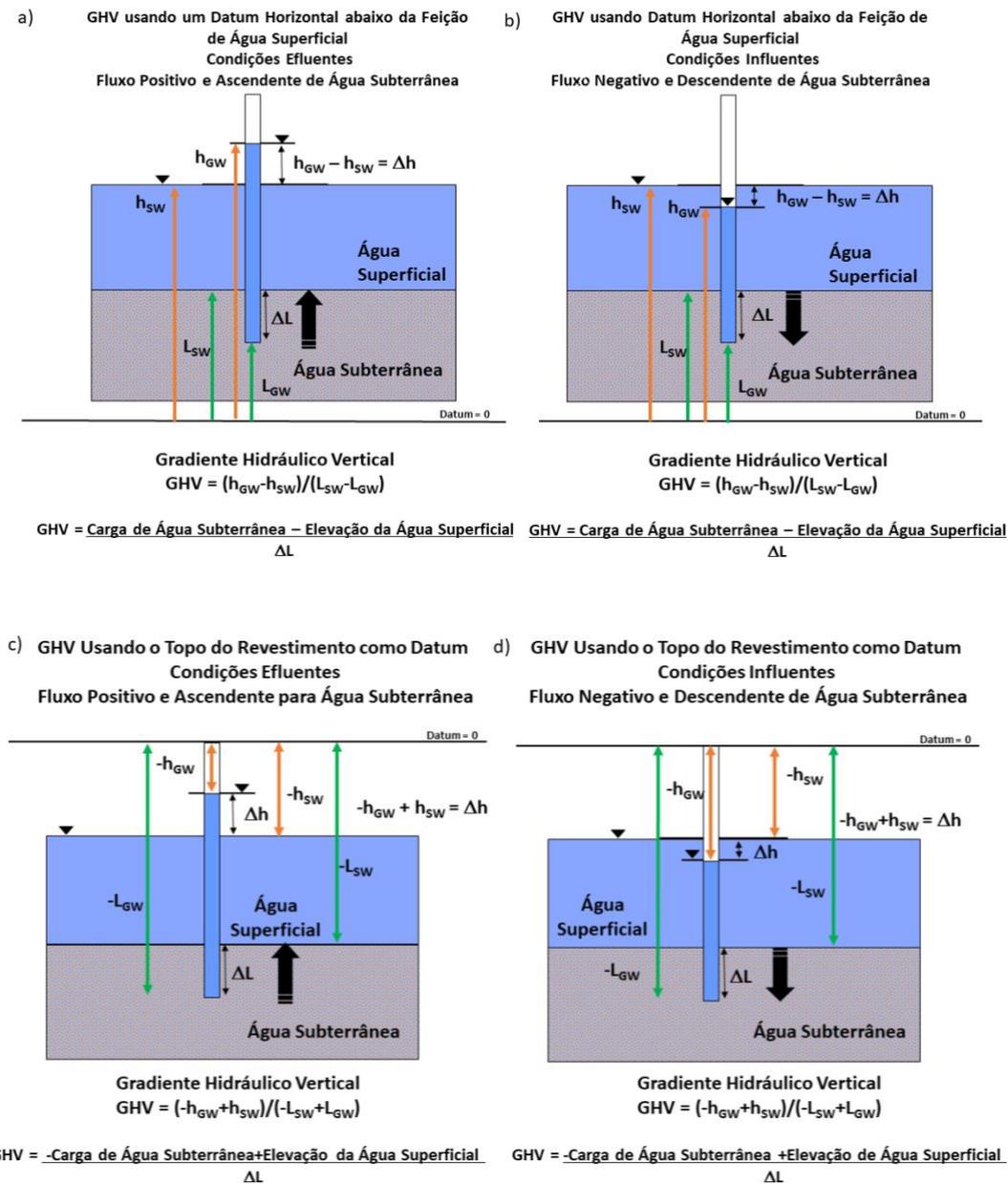
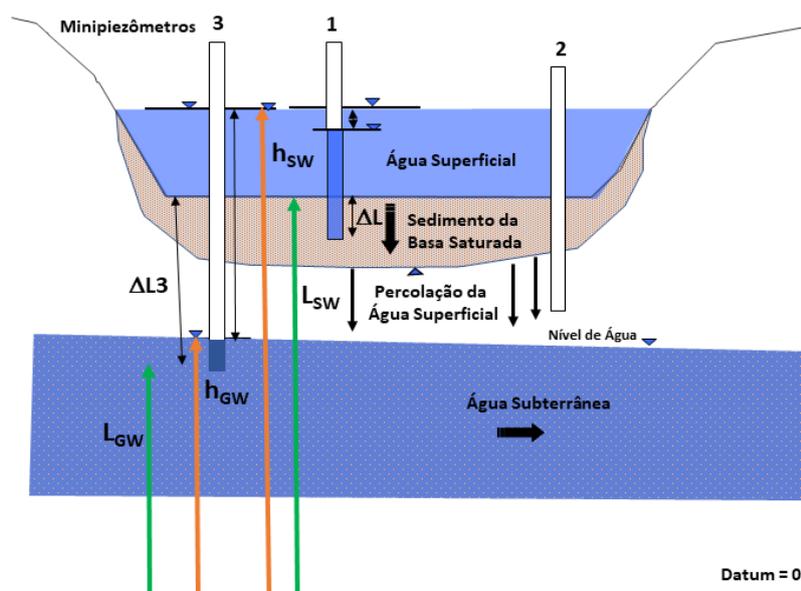


Figura 63 - Gradiente hidráulico vertical (GHV) é utilizado para indicar a direção do movimento da água subterrânea em um local de água superficial. Ele é calculado em relação a posição da carga de água subterrânea. Quando a carga de água subterrânea é maior que a carga [Caixa 1](#) (nível) de água superficial, o fluxo da água subterrânea é ascendente para o leito. Isso é referido como um GHV positivo. Quando a carga de água superficial é maior que a carga de água subterrânea, as condições influentes estão presentes. Isso se refere a um gradiente negativo, fluxo descendente para o sistema de água subterrânea subjacente. Setas em laranja representa cargas (níveis de água) medidos no minipiezômetro e na feição de água superficial. Setas verdes são as distâncias (L) para o fundo do piezômetro ou leito da feição de água subterrânea. A diferença entre a carga de água subterrânea medida no minipiezômetro instalado a uma profundidade DL no fundo dos sedimentos e a elevação da água superficial é Dh . A seta preta grande representa a direção de fluxo da água subterrânea. O minipiezômetro está aberto somente no fundo. a) Quando a carga de água subterrânea é maior do que a elevação de água superficial, o GHV é positivo e o fluxo de água subterrânea é para a feição de água subterrânea (efluente). b) Quando a carga de água subterrânea é menor do que a elevação da água superficial, o GHV é negativo e as condições são influentes. c) Utilizando um *datum* do topo do minipiezômetro, quando a carga de água subterrânea está abaixo do nível de água superficial, o fluxo é efluente. d) Quando o topo do minipiezômetro é utilizado como uma referência, o fluxo é descendente quando a carga de água subterrânea está abaixo da carga de água superficial (Woessner, 2020).

Quando os minipiezômetros estão perfurados na camada de uma feição influente e o nível freático está conectado a feição de água superficial, GHV representa condições saturadas e fluxo (**Figura 63b** e **d**). Entretanto, se a feição de água superficial está desconectada do nível freático (nível freático está abaixo do fundo de sedimentos saturados, exemplo, perda em rio, lago ou área úmida, ou área úmida desconectada), então os dados do minipiezômetro refletirão gradientes verticais que não representa as condições de fluxo saturado (**Figura 64**, minipiezômetro 3). Se tais condições estão presentes, teoricamente, um piezômetro poderia estar instalado na zona de percolação (zona vadosa) e o nível de água subterrânea não poderia estar presente (minipiezômetro 2 na **Figura 64**). Os valores de GHV calculados para as condições mostradas no minipiezômetro 3 podem resultar grandes gradientes negativos, em alguns caso valores maiores que -1, quando a carga muda e as razões de penetração são altas. Em geral quando um grande GHV negativo é calculado, os dados devem ser revistos para determinar se a feição influente está desconectada do nível freático.



Gradiente Hidráulico Vertical no Mini-piezômetro 3

$$GHV = (h_{GW} - h_{SW}) / (L_{SW} - L_{GW})$$

$$GHV = \frac{\text{Carga de Água Subterrânea} - \text{Elevação de Água Superficial}}{\Delta L}$$

Figura 64 - Minipiezômetros instalados numa feição influente de água subterrânea, com sedimento de fundo saturado que está desconectado do nível freático. A água move da feição de água superficial para o sedimento de fundo saturado (seta vertical grande e preta). A água subterrânea suspensa então entra na zona vadosa e percola para o nível freático subjacente (setas pequenas pretas). A carga no minipiezômetro 1 reflete condições de fluxo saturado entre a água superficial e sua camada saturada. O GHV descende poderia ser calculado. O minipiezômetro 2 é localizado na zona vadosa e a água não entra pelo fundo porque os sedimentos não estão totalmente saturados, assim o piezômetro está seco. A ausência de água no piezômetro não permite um cálculo para um valor de GHV. O minipiezômetro

3 está completo no sistema de água subterrânea subjacente. Setas em laranja ilustram cargas e as setas verdes, as distâncias (**Figura 63** proporciona detalhes adicionais). O GHV calculado no piezômetro 3 não é representativo de fluxo saturado contínuo. Nesta ilustração a diferença de carga é grande e a profundidade de penetração (DL no piezômetro 3) não é também representativa das condições saturadas (Woessner, 2020).

Os níveis de água utilizados para calcular os GHVs podem ser medidos com o uso de diversas ferramentas. Muitas vezes, o topo do minipiezômetro é utilizado como uma referência local como mostrado na **Figura 63c** e **d**. As medições registradas são a profundidade de água dentro do minipiezômetro, a distância do topo do minipiezômetro para a superfície da feição de água superficial e a profundidade de penetração na camada de fundo (**Figura 65**). O tipo de ferramenta utilizada para medir o nível de água é função do diâmetro interno do minipiezômetro. Portanto, ao projetar o piezômetro, a medida da ferramenta deve ser considerada. As ferramentas incluem uma fita elétrica de diâmetro pequeno, fita de aço, e/ou haste com medidas métricas e fita métrica (**Figura 65**) (Woessner, 2017; Baxter et al., 2003). Os transdutores instalados nos minipiezômetros e corpo de água superficial pode ser utilizado para registrar a diferença de carga ao longo do tempo (e.g., Freeman et al., 2004). Em alguns casos, onde as diferenças de cargas são pequenas ou difíceis de se medir, um tubo transparente flexível separado pode ser inserido no corpo de água e conectado ao minipiezômetro, anexado, e aplicado um vácuo nesse circuito. Essa configuração do quadro do manômetro puxa os níveis de água acima da superfície em um quadro com escala vertical. Os níveis de água são comparados, e as diferenças anotadas (**Figura 65**) (e.g., Lee e Cherry, 1978; Simonds e Sinclair, 2002; Cox et al., 2005).

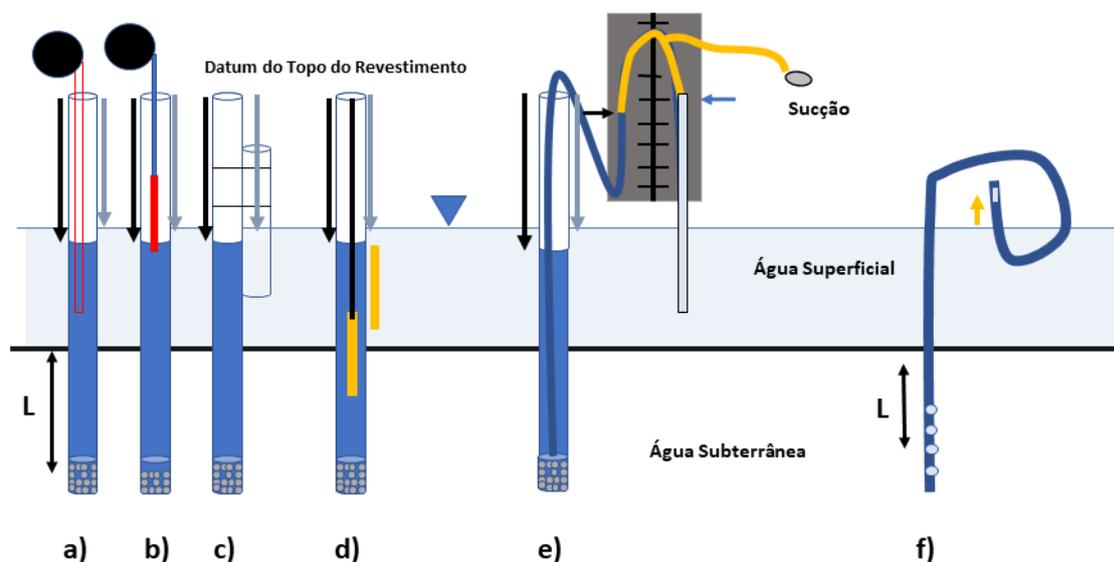


Figura 65 - Medições de níveis de água em minipiezômetros. L é a profundidade de penetração do minipiezômetro medido do fundo da feição de água superficial para ponto do meio do intervalo perfurado. O *datum* é o topo do revestimento do minipiezômetro. A seta preta representa a profundidade da água no minipiezômetro e a seta azul clara a distância da superfície da água superficial medida ao longo do lado externo do revestimento. Exemplos a) de uma ponta a outra e) são representativos das condições influentes e f) é uma condição efluente. a) uma fita de aço é rebaixada abaixo do nível de água no piezômetro e a profundidade abaixo do topo do revestimento é calculada como medição de suporte (valor do topo do revestimento) menos a porção da fita que está úmida. A fita é então esticada ao longo do lado

externo do revestimento para medir o nível relativo da água superficial. b) Medida utilizando um medidor de nível elétrico. O eletrodo é rebaixado no poço até que o nível de água seja atingido. O suporte de medição (topo do revestimento) é então lido como profundidade da água. A sonda é então rebaixada ao longo da parte externa do revestimento para obter a elevação da drenagem. c) A configuração do minipiezômetro com um segundo tubo oco estendendo dentro da drenagem. A configuração é utilizada para realizar a medição do nível de água de uma superfície de drenagem turbulenta. d) Instalação de um transdutor de pressão (triângulo laranja) no minipiezômetro e um segundo anexado ao lado externo do revestimento para registrar níveis de água superficial (Woessner, 2017). e) O uso do quadro de manômetro. Um tubo transparente flexível aberto na base é submerso em ambos no poço e na drenagem. Ele é ajustado com uma ferramenta em T e sucção é aplicada para elevar ao nível de água para o quadro do manômetro. A diferença resultante dos níveis de água é medida com uma régua montada (Winter et al., 1988; Cox et al., 2005). f) As condições efluentes são instrumentadas com minipiezômetros de pequeno diâmetro utilizando um tubo alimentador de base oca (seção com pequenos círculos) que é inserido dentro do sedimento e anexado a um tubo flexível transparente. O nível de água no tubo transparente é observado como diferença positiva nos níveis de água (seta pequena em laranja). GHVs são calculados como mostrado na **Figura 63c** e d. (modificado de Rosenberry et al., 2008).

Os dados de gradiente de minipiezômetros podem ser utilizados para medições de propriedades hidráulicas de sedimento e leito rochoso, para calcular taxas de fluxo pela Lei de Darcy, e com os dados dos infiltrômetros para calcular condutividades hidráulicas da camada de sedimento. Quando os minipiezômetros são projetados com um intervalo perfurado que permite a água entrar e sair livremente do piezômetro, testes com tarugo (*slug*) a carga constante ou perda de carga podem ser conduzidos para estimar a condutividade hidráulica horizontal dos sedimentos penetrados pelo intervalo perfurado (e.g., Hvorslev, 1951; Bouwer e Rice, 1976, 1989; Van der Kamp, 1976; Butler, 1997; Butler et al., 2003; Butler e Healey, 1998). A amostragem do leito e dos sedimentos da planície de inundação e os testemunhos do leito rochoso podem ser usados para estimar e medir condutividades hidráulicas, usando métodos de laboratórios e de campo (e.g., Freeze e Cherry, 1979; Fetter, 2001; Cedergren, 1997; Woessner e Poeter, 2020). Assim como o intercâmbio de água no leito é assumido ser vertical, valores de condutividade hidráulica vertical são necessários. Muitas vezes a condutividade hidráulica vertical é estimada da condutividade hidráulica horizontal por assumir uma razão de anisotropia, que é uma razão da condutividade hidráulica horizontal (K_h) e condutividade hidráulica vertical (K_v) (e.g., Fetter, 2001; Anderson et al., 2015). O desafio com essa abordagem é a seleção de uma razão apropriada; a variação é tipicamente entre 1 e 1000. Idealmente, é recomendado métodos independentes para medir ou estimar a condutividade hidráulica vertical, diretamente em algumas das locações onde se estimam os valores horizontais. Isso pode ser realizado em alguns cenários com uso de medições de permeâmetros de laboratórios em testemunhos verticais não perturbados de leito rochoso e sedimentos da área de estudo. Se as condições permitirem, empurrando ou batendo a base de um tubo aberto para dentro dos sedimentos de fundo (exemplo, na ordem de 20 a 50 cm), pode conduzir um teste local de perda de carga de permeâmetro (e.g., Kennedy et al., 2010). As medições de minipiezômetros emparelhados com valores de fluxos de infiltrômetros é um método comum utilizado para calcular condutividades hidráulicas verticais quando ambos os instrumentos são instalados em local único.

Quando os dados de GHV de minipiezômetro e estimativas das condutividades hidráulicas verticais são obtidos em uma área, as taxas de fluxo podem ser calculadas

utilizando a Lei de Darcy (assumindo fluxo vertical e condições de estado estacionário) como mostrado na Equação 3. Quando os gradientes derivados das determinações de GHV são usados a equações relacionadas da Lei de Darcy, a convenção do fluxo de água subterrânea é sempre da maior à menor carga, e o valor do gradiente medido na área investigada é sempre um valor negativo para que o termo calculado seja positivo. O sinal do GHV pode então ser utilizado para descrever se a descarga, fluxo ou velocidade está relacionado ao movimento ascendente ou descendente da água subterrânea local. Por exemplo, os dados de campo de gradiente de medidas de níveis de água subterrânea em minipiezômetros e a elevação de água superficial podem ser utilizados para calcular a quantidade de fluxo de água subterrânea que atravessa o leito, como mostrado na Equação 3.

$$Fluxo = \frac{Q}{A} = -K_v i \quad (3)$$

onde:

$$Q = \text{Vazão (L}^3\text{/T)}$$

$$A = \text{Área da seção transversal (L}^2\text{)}$$

$$Q/A = \text{Fluxo (L}^3\text{/(L}^2\text{T))}$$

$$K_v = \text{Condutividade hidráulica vertical dos sedimentos (L/T)}$$

$$i = \text{Gradiente, sempre como um valor negativo do GHV (L/L) medido}$$

5.7 Infiltrômetros

Os infiltrômetros medem o fluxo de água entre a água subterrânea e a feição de água superficial. Conceitualmente, o infiltrômetro é um recipiente aberto na base. Geralmente é um tambor de 55 galões (208 litros) com uma abertura na base pressionado nos sedimentos do leito de modo que isole o intercâmbio de água. No seu topo fechado, um furo é equipado com tubo flexível e uma válvula está presente, para que uma bolsa de paredes finas seja anexada a ela (**Figura 66**). Taxas de intercâmbio são calculadas pelo monitoramento da mudança no volume da bolsa ao longo do tempo e então dividindo o valor pela área da camada que o tambor cobre. Rosenberry e outros (2008) fornecem uma descrição detalhada do projeto e uso de infiltrômetros. Os infiltrômetros são utilizados com sucesso em drenagens, lagos, áreas úmidas e oceanos. Uma referência excelente sobre o uso e operação dos infiltrômetros é o trabalho de Rosenberry e outros (2020) que relata a história e evolução desses infiltrômetros.

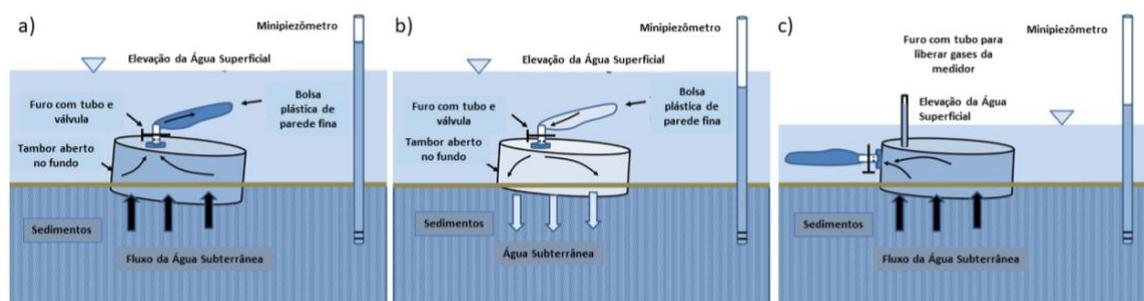


Figura 66 - O projeto de infiltrômetro consiste em um tambor aberto na base (como um tambor de 55 galões/ 208 litros) que é equipado com uma válvula e uma bolsa de parede fina (exemplo, saco de armazenamento de alimento de 1 galão/ 3,78 litros com 0,05 mm de espessura). A bolsa é usada para coletar a água infiltrada ou liberada se o fluxo está dentro dos sedimentos. O medidor é instalado firmemente nos sedimentos de fundo de modo que vazamento não ocorra ao redor da borda. Nestes exemplos, um minipiezômetro é instalado próximo de cada medidor para verificar as direções de intercâmbio e gradientes hidráulicos verticais específicos do local (GHVs). É assumido que os minipiezômetros penetram nos sedimentos com mesmas propriedades hidráulicas como os encapsulados pelo infiltrômetro. a) Instalação em uma área com água subterrânea efluente. b) Instalação em uma área onde as condições influentes estão presentes. A bolsa deve ser encheda previamente com um volume conhecido de água e uma vez que o medidor é instalado, a mudança em volume ao longo do tempo é calculada. c) Infiltrômetro é instalado em um contexto de água rasa efluente. A válvula e a bolsa são encaixadas na lateral. O tubo oco é instalado através do topo do medidor para liberar gases que possam interferir na determinação da taxa de infiltração (Woessner, 2018).

Os infiltrômetros são muitas vezes construídos de tambores de 10 a 100 cm de diâmetro amostrando cerca de 0,25 m² ou menos de sedimento de fundo (e.g., Rosenberry, 2005). Eles podem ser dimensionados para atender às condições previstas do local. As heterogeneidades naturais do sedimento podem resultar numa ampla variação de taxas de infiltração no local de estudo. Em muitos casos, diâmetros mais largos dos medidores são desejáveis porque eles abarcam a infiltração sobre mais sedimentos de fundo, a serem avaliados (e.g., Isiorho e Meyer, 1999). O infiltrômetro padrão é operado pela instalação do tambor, anexando uma bolsa de parede fina, parcialmente preenchida, selada a um tubo com uma válvula que está anexada ao tambor (e.g. Israelsen e Reeve, 1944; Lee, 1977; Lee, 1972; Lee e Cherry, 1978) (**Figura 66** e **Figura 67**). A válvula é aberta e a mudança no volume de água na bolsa ao longo do tempo é medida. Baseada na área do medidor, o fluxo (vazão por área) é calculado. Os infiltrômetros são utilizados para medir o intercâmbio nos lagos (e.g., Lee e Cherry, 1978; John e Lock, 1977; Connor e Belanger, 1981; Erickson, 1981; Woessner e Sullivan, 1984; Isiorho e Matisoff, 1990; Shaw e Prepas, 1990b; Lesack, 1995; Rosenberry, 2000; Sebestyen e Schneider, 2001), canais de drenagem (Lee e Hynes, 1977; Connor e Belanger, 1981; McBride, 1987; Libelo e MacIntyre, 1994; Blanchfield e Ridgeway, 1996; Jackman et al., 1997; Cey et al., 1998; Fryar et al., 2000; Dumouchelle, 2001; Landon et al., 2001; Murdoch e Kelly, 2003); áreas úmidas (e.g., Choi e Harvey, 2000) e linhas de costa litorâneas (e.g., Shinn et al. 2002; Cable et al. 1997; Chanton et al, 2003; Taniguchi, 2002). Zamora (2008) apresenta um bom sumário de literatura sobre infiltrômetros, assim como faz Rosenberry e outros (2020). No contexto de lago ou área úmida, a forma do medidor não deve ser um fator limitante. Entretanto, em condições de fluxo de água, tais como drenagens e linhas costeiras influenciadas pelas marés, os medidores e bolsas coletoras estão sujeitas ao fluxo de água sobre essa bolsa, uma condição que pode ser apresentada

para influenciar os resultados da infiltração. [Caixa 5](#)  proporciona uma discussão mais detalhada sobre a operação do infiltrômetro.

Em alguns cenários onde as taxas de infiltração são tipicamente baixas, medidores interconectados com configuração de agrupamento são utilizados. Isso é acompanhado pela conexão de múltiplos medidores para uma bolsa de amostragem única (Rosenberry, 2005) (**Figura 67c**).

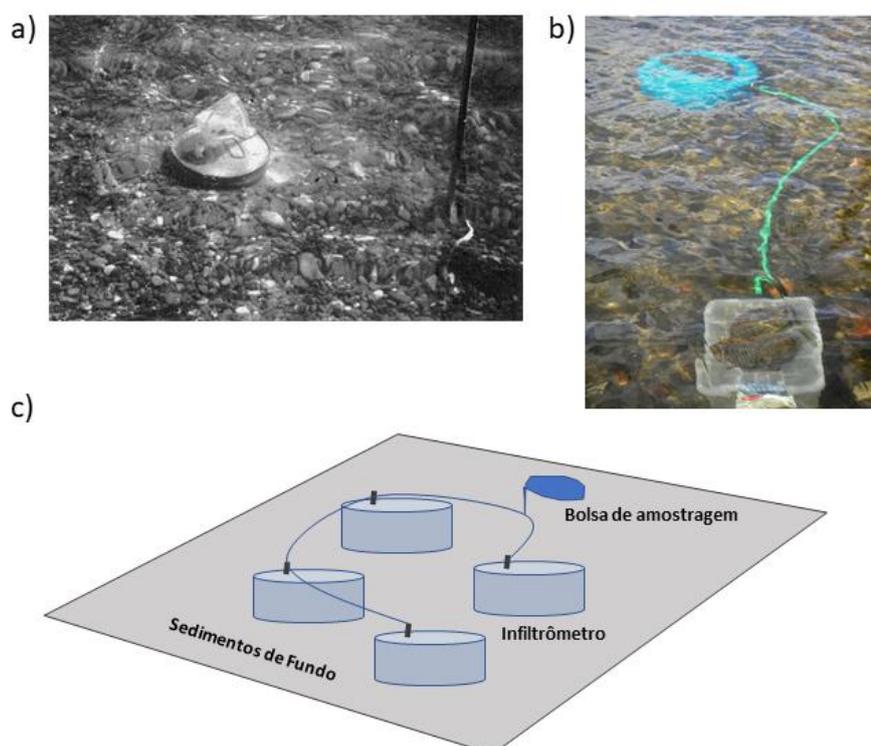


Figura 67 - Instalações dos infiltrômetros. a) Um medidor feito de um tambor de 55 galões/ 208 litros implantado no lago Flathead, Montana, EUA. (Woessner, 2020). b) Um infiltrômetro no Lago Lacawac, Pensilvânia, EUA, com um tubo estendido e um caixa de plástico protegendo a bolsa de amostragem (Heaney et al., 2007). c) Infiltrômetros agrupados com amostragem da infiltração direcionada a uma bolsa única (modificado de Rosenberry, 2005).

Os infiltrômetros fornecem uma medida direta do fluxo para a área capturada pelo medidor. O fluxo do medidor é assumido como positivo quando o volume da bolsa coletora aumenta e o negativo quando o volume decresce. O fluxo é calculado como mostrado na Equação 4.

$$\frac{Q}{A} = q = \frac{vol}{t A} \quad (4)$$

onde:

Q = vazão (L^3/T)

A = área da interface coberta pelo medidor (L^2)

q = fluxo ($L^3/(L^2T)$)

vol = Volume líquido de água acumulada ou perdida da bolsa coletora (L^3)

t = Período de tempo que o medidor estava operando, uma vez que a válvula estava aberta, até que a medida fosse completada (T)

Os dados do infiltrômetro podem ser utilizados para calcular a condutividade hidráulica vertical dos sedimentos na vizinhança do medidor quando pareado com um minipiezômetro. Deve ser observado que o minipiezômetro GHV pode ser localmente influenciado pelas propriedades hidráulicas do sedimento dentro dos quais é completado. Assumindo o estado estacionário, e as condições isotrópicas e homogêneas, a condutividade hidráulica vertical pode ser calculada na Equação 5.

$$K_v = -\frac{q}{i} \quad (5)$$

onde:

K_v = Condutividade hidráulica vertical (L/T)

q = Fluxo do infiltrômetro ($L^3/(L^2T)$)

i = GHV medido pelo minipiezômetro e que entra como um valor negativo (L/L)

A velocidade da água subterrânea (v) no local do medidor pode ser também calculado quando a medida ou estimativa da porosidade efetiva do sedimento (n) está disponível como expressa na Equação 6.

$$v = \frac{q}{n} = \frac{-K_v i}{n} \quad (6)$$

onde:

v = Velocidade vertical da água subterrânea (L/T)

n = Porosidade efetiva (L^3/L^3)

i = GHV medido pelo minipiezômetro e que entra com um valor negativo (L/L)

Os infiltrômetros são frequentemente instalados em locais de água rasas e manualmente atravessando o corpo de água ou mergulhando. A instalação em águas mais profundas requer o uso de equipamento de mergulho para montar o medidor e coletar os dados. Cherkauer e McBride (1988) empregaram um medidor de água profunda que foi rebaixado ao fundo por um barco. Uma válvula eletrônica iniciou e interrompeu o fluxo do medidor, que entrou em um tubo que transportou a água para a bolsa de coleta localizado em um flutuador próximo a superfície da água. Boyle (1994) também descreveu o projeto de um medidor de água profunda implantado em uma lagoa de floresta boreal.

Um outro desafio de utilização do infiltrômetro é que a cada tempo que uma medição é feita, uma bolsa de coleta necessita ser fisicamente removida e reinstalada sob a água. Como um resultado, pesquisadores desenvolveram outros métodos de medida de

fluxo para eliminar a necessidade para a bolsa de coleta. Abordagens mais recentes incluíram medidor instalado remotamente que usava métodos de perturbação termal para medir fluxos (Taniguchi e Fukuo, 1993). Paulsen e outros (2001) desenvolveram um infiltrômetro submarino com medidor de fluxo ultrassônico que mediu os fluxos ascendentes e descendentes. Os dados são registrados por um registrador de dados conectado. A Marinha dos Estados Unidos desenvolveu um infiltrômetro, [Ultra Seep](#), que é rebaixado ao fundo utilizando um barco e cabo (**Figura 68a**). Ele possui um medidor de fluxo ultrassônico e registrador com gravação independente. O medidor também coleta dados geoquímicos e está equipado para obter amostras de água. O Serviço Geológico dos Estados Unidos desenvolveu um infiltrômetro com um medidor de fluxo eletromagnético (MFE) que requer energia externa (Rosenberry e Morin, 2004) como mostrado na **Figura 68b**. O medidor MFE registra taxas de 30 ml/min para 30 L/min e trabalha bem em ambos os ambientes rasos e profundos.

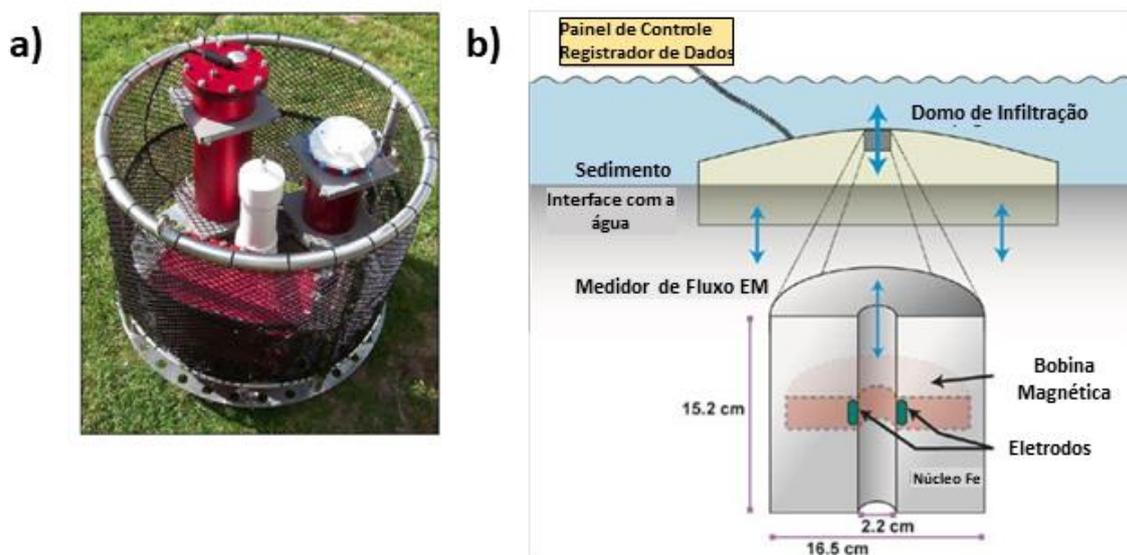


Figura 68 - Infiltrômetros com medidores de fluxo. a) um infiltrômetro de águas profundas, Ultra Seep, desenvolvido pela Marinha dos Estados Unidos. Ele possui um medidor de fluxo ultrassônico de registro independente. O Ultra Seep também coleta dados geoquímicos e está equipado para obter amostras de água. b) Infiltrômetro simples equipado com um medidor de fluxo eletromagnético (MFE) desenvolvido pela USGS (Rosenberry e Morin, 2004). O medidor de fluxo está ligado através de um painel de controle conectado na margem do corpo de água.

Os infiltrômetros são raramente utilizados nas feições de água superficial com fundo de leito rochoso, pois os medidores não podem ser adequadamente selados. Entretanto, os infiltrômetros de leito rochoso (ILR) tem sido recentemente instalados em fundos de drenagem com leito de rocha sedimentar do rio Eramosa em Guelph, Ontario, Canada (Kennedy, 2017). Neste estudo, medidores de 5 cm de diâmetro foram instalados em um buraco que possuiu 0,1 m de profundidade furado no leito rochoso utilizando uma perfuratriz de concreto portátil. O furo aberto foi equipado com único obturador expansível (tipo J plug), contendo um tubo e válvula como mostrado na **Figura 69** (Kennedy, 2017). As taxas de infiltração no local foram registradas para serem controladas pela presença ou

ausência de fraturas no furo ou adjacente a ele (e.g., Kennedy, 2017). Os resultados preliminares são promissores.

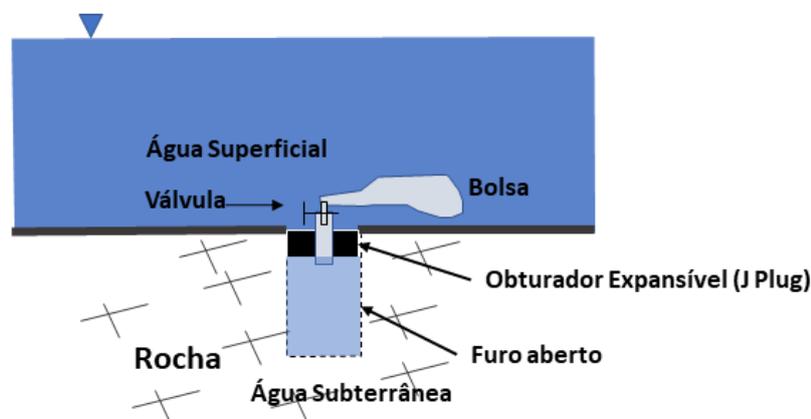


Figura 69 - Projeto de Infiltrômetro de leito rochoso (ILR). Um furo é perfurado na rocha, deixado sem revestimento (furo aberto) e equipado com um obturador expansível (*J plug*). O obturador pode ser expandido para selar o furo. Ele foi modificado para incluir um tubo de aço inox passando através do obturador, que é equipado com a válvula no topo. Um tubo e uma bolsa de parede fina são anexados a válvula para coletar ou armazenar água. Nessa aplicação, um transdutor foi instalado na câmara do leito rochoso para determinar a carga e a temperatura dentro do medidor (modificado de Kennedy, 2017).

Os estudos de intercâmbio utilizando os infiltrômetros muitas vezes instalam um número de medidores com a antecipação de que os padrões de infiltração seriam complexos. Estudos sobre infiltração em lagos muitas vezes têm encontrado altas taxas de infiltração associadas a zona marginal ou áreas limites próximas; as taxas diminuem com a distância do lago e da sua margem como observado na **Figura 39** (e.g., McBride e Pfankuch, 1975). Entretanto, algumas vezes as zonas com maiores taxas de infiltração são encontradas longe da costa do lago. Toran e outros (2014) coletaram dados de resistividade elétrica bidimensional e dados de infiltração ao longo de transecto de um lago e avaliaram a correlação dos dados de eletrorresistividade com as taxas de infiltração. Eles concluíram que o padrão detalhado de infiltração foi pobremente resolvido com dados de resistividade. As taxas de infiltração são também esperadas para variarem com o tempo. A infiltração é dinâmica, e medidas ao longo do tempo são recomendados.

O infiltrômetro pode também ser utilizado para coletar amostra da água de infiltração quando a água subterrânea está descarregando na feição de água superficial. Isto é feito com tempo suficiente para que a água superficial capturada durante a instalação do medidor seja retirada do medidor. Então, uma bolsa esvaziada limpa é instalada para coletar a amostra de água uma vez que a válvula está aberta.

5.8 Temperatura da Água

Quando há contraste entre as temperaturas da água superficial e subterrânea, as locações de intercâmbio e, sob algumas condições, as taxas de intercâmbio podem ser

inferidas pelas medições de temperatura (Bartolino e Niswonger, 1999; Anderson, 2005; Rosenberry e La Baugh, 2008; Webb et al., 2008; Buss et al., 2009; Boana et al., 2014). Uma revisão completa do uso do calor como traçador em cenários de água subterrânea é apresentada por Anderson (2005). Boana e outros (2014) resumem o uso do calor para caracterizar o intercâmbio hiporréico, e a modelação do intercâmbio fluxo de calor/ água subterrânea é descrito por Glose e outros (2017). Exemplos de aplicações de campo que usam GHV, infiltrômetros e diferenças de temperaturas para caracterizar o intercâmbio são apresentados no [Caixa 6](#).

Conceitualmente, quando as temperaturas sazonais ou diárias variam, os componentes-chave de balanço de calor mudam, dos quais um pode estar relacionado ao intercâmbio entre água subterrânea e superficial, como ilustrado na **Figura 70** (e.g., Webb et al., 2008). Quando os parâmetros do balanço de calor para uma feição de água superficial podem ser medidos, o fluxo de entrada da água subterrânea pode ser determinado resolvendo-o como um valor não conhecido na equação de balanço de calor ou por simulação do balanço, e ajustando o termo do intercâmbio de água subterrânea para o balanço, como foi feito por exemplo, por Glose (2017) usando o programa [HFLUX](#). Schmidt e outros (2007) descrevem o uso de mudanças de temperatura de todo o curso de água para estimar a descarga de água subterrânea ao longo do trecho dessa drenagem.

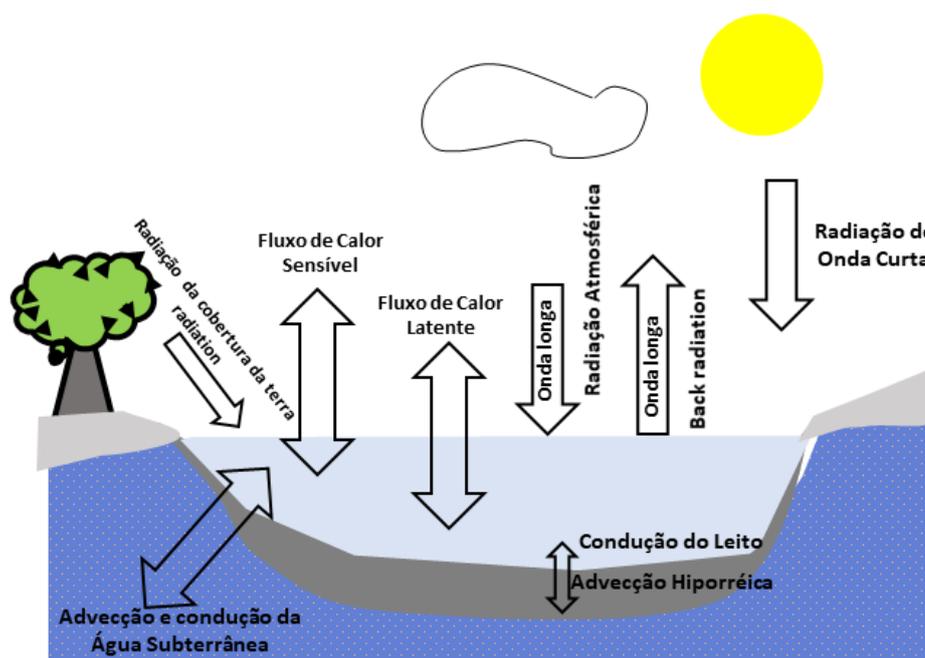
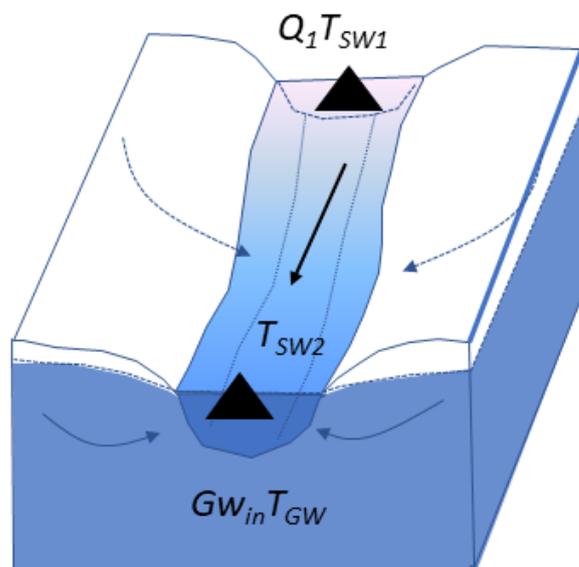


Figura 70 - Componentes do balanço de calor para um corpo de água superficial que incluem interações com a base de fundo, água hiporréica e sistemas de água subterrânea (Woessner, 2018).

Um exemplo básico de uso do balanço de calor para estimar o intercâmbio pode ser ilustrado pelo exame de um trecho de drenagem que ganha ou perde água subterrânea, onde fluxos e temperaturas de cada componente são medidos, e mostrados na **Figura 71**. A

vazão da drenagem e a temperatura são registradas na locação de montante e a temperatura a uma locação de jusante. Estes dados são pareados com a medida da temperatura de um sistema raso de água subterrânea adjacente a drenagem. Um modelo de mistura é formulado com a quantidade de descarga de água subterrânea na drenagem por um parâmetro desconhecido, GW_{in} . Outros fatores que afetam a temperatura da drenagem, como o calor direto da água superficial ou o sombreamento são assumidos serem pequenos e então não são incluídos no balanço. Se este não for o caso, então essas influências necessitarão serem medidas e incluídas no balanço. Os trechos de drenagens influentes não seriam afetados pela temperatura local da água subterrânea e, portanto, sobre um curto trecho de drenagem não ocorreria mudanças de temperaturas influenciadas pela água subterrânea.

Drenagem Efluente ou de Ganho



$$Q_1 T_{SW1} + GW_{in} T_{GW} = Q_2 T_{SW2} = (Q_1 + GW_{in}) T_{SW2}$$

Figura 71 - Utilização de uma mudança de temperatura no principal canal de drenagem para estimar o intercâmbio em um trecho de uma drenagem efluente. Nesta simples representação, em cor rosa é a maior temperatura e em azul escuro é a temperatura mais baixa. A vazão da drenagem, Q_1 é medida para o trecho a montante assim como é a temperatura correspondente de água superficial, T_{SW1} . A temperatura da água subterrânea, T_{GW} , é também medido como definido pelos poços rasos ou amostras de minipiezômetros que se estende para dentro do sistema raso de água subterrânea (entre o sistema hiporréico, se este está presente). A alguma distância a jusante onde há uma diferença de medida de temperaturas na água da drenagem, uma segunda medida de temperatura é feita, T_{SW2} . O balanço é resolvido pela contribuição de uma descarga de água subterrânea contribuinte, GW_{in} . Nesse exemplo, a mudança de temperatura da drenagem é uma função somente da adição do fluxo de água subterrânea. Se outros fatores possuírem uma influência significativa no balanço de calor neste trecho da drenagem (e.g., radiação atmosférica) a equação do balanço

necessária de levar em conta fatores adicionais como indicado na **Figura 70** (Woessner, 2020).

As observações das mudanças locais de temperaturas na água superficial, água subterrânea e fundo, margens e linha de costa podem ser usadas qualitativamente para identificar locais de intercâmbios difusos a concentrados (água superficial para água subterrânea ou água subterrânea para água superficial). Grandes contrastes de temperatura de água subterrânea e elevadas taxas de intercâmbio fazem a identificação de locais de intercâmbios mais prováveis. Muitas vezes, diferenças diárias ou sazonais (verão ou inverno) em temperaturas das águas superficiais contrastam com as temperaturas mais constantes da água subterrânea. Quando os arranjos de monitores de temperatura espacialmente distribuídos são instalados no fundo dos corpos de água, mapas de contrastes de temperatura podem ser utilizados para inferir locais de intercâmbio. Por exemplo, Loustaunau (2003) criou transectos de temperaturas de camadas ao inserir uma sonda de temperatura de 3 a 6 cm no leito do ribeirão Spring próximo a Ronan, Montana, EUA (**Figura 72**). A água subterrânea estava cerca de 5°C mais baixo do que a água superficial. Resultados mostraram a água subterrânea descarregando ao longo da margem leste da drenagem e em áreas específicas de descargas de águas subterrâneas foram identificadas. Conant (2004) mapeou as temperaturas 0,2 m abaixo do leito do rio Pine, no Canadá com a sonda de temperatura no verão e inverno. Ele usou estes dados para entender onde a pluma de água contaminada descarregava no rio (Conant et al., 2019). Ele também utilizou medidas de minipiezômetros adjacentes aos locais de medições de temperatura para obter GHVs, executou *slug* testes para estimar condutividades hidráulicas dos sedimentos de fundo, e calculou fluxos de intercâmbio (Seções 5.5 e 5.6 descrevem estes métodos).

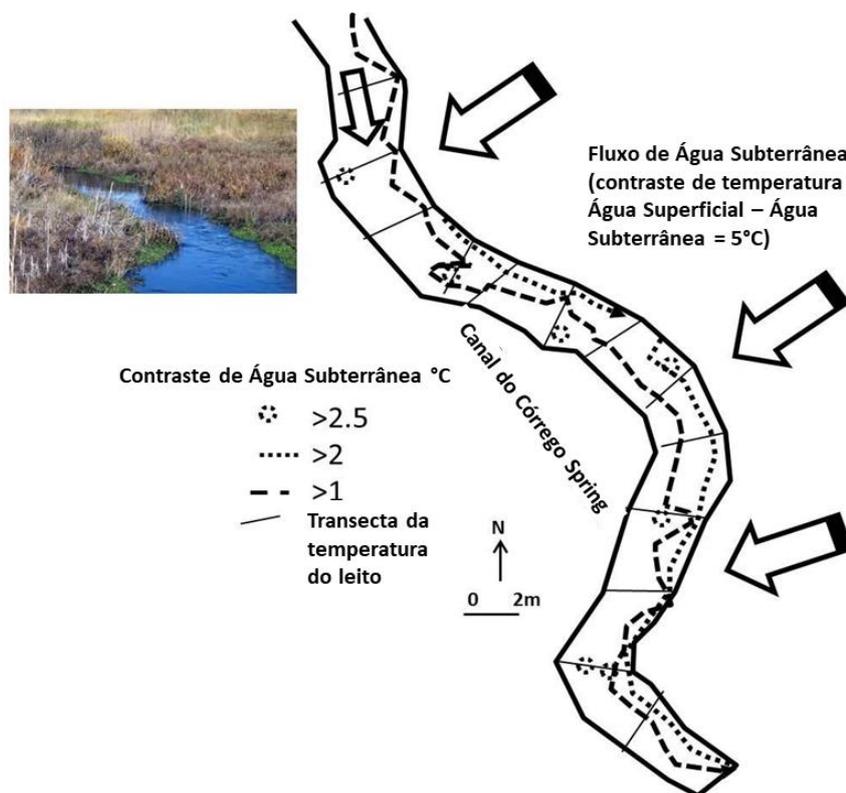


Figura 72 - Mapeamento de temperatura de águas do leito do ribeirão Spring próximo a Ronan, Montana, EUA. Os contrastes de temperatura mostram que a água subterrânea mais fria está entrando na margem direita e no leito da drenagem (grande setas e contornos de temperatura). As áreas de descargas pontuais também foram mapeadas (círculos pontilhados) (modificado de Loustaunau, 2003).

Os instrumentos para medir temperaturas da água podem incluir um termômetro padrão graduado de laboratório, monitores de temperatura termopar digital com sondas de metais, monitores com registro independente de temperatura, câmeras de imageamento termal (sensoriamento remoto) e cabos de detecção da temperatura de fibra ótica distribuída. Quando as temperaturas da descarga de água subterrânea e as taxas são suficientes para causar mudanças locais nas temperaturas da água superficial (e.g., esfriamento ou aquecimento ao longo das margens ou em outros locais), métodos que detectem mudanças na temperatura das águas superficiais numa escala local ou regional podem ser aplicados. Estes comumente incluem sensoriamento remoto de temperaturas de águas superficiais utilizando câmeras de imageamento termal. Este estudo pode ser acompanhado por investigações locais com uso de câmeras termais portáteis de base terrestre, um montado em um drone ou utilizando uma aeronave com um sensor de imageamento FLIR (sensor de visão frontal infravermelha) (**Figura 73**). Os processamentos de imagens utilizam esquemas de cores para apresentar os contrastes de temperatura e requer medidas de campo para calibrar o mapeamento de temperatura (Cox et al., 2005). O website do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS, 2020) proporciona uma boa revisão da aplicação de imageamento termal para estudar o intercâmbio água subterrânea – água superficial. Uma vantagem do uso de imageamento termal é que ele proporciona

um mapa espacial detalhado de distribuições de temperaturas; desvantagens são que as novas imagens devem ser adquiridas para documentar mudanças ao longo do tempo.

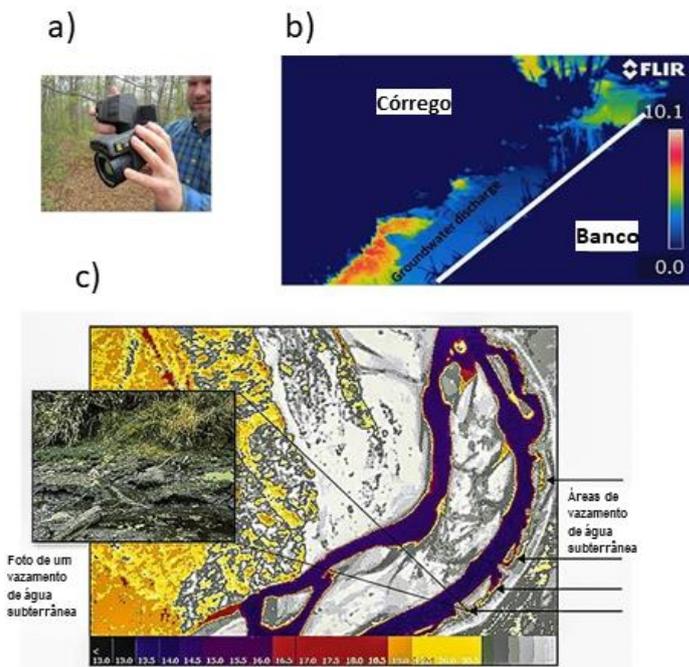


Figura 73 - Ferramentas do sensoriamento remoto termal: a) exemplo de uma câmera portátil termal. b) uma imagem obtida com a câmera termal de uma área durante o outono mostrando uma porção de 6 metros de uma margem de drenagem (linha branca) em Tidmarsh Farms, Massachusetts, EUA. Cores claras representam mudanças nas temperaturas da superfície da drenagem causadas pela descarga de água subterrânea mais mornas (modificado de USGS, 2020). c) Imagem FLIR de uma área no rio Nooksack, Everson, Washington, EUA, mostrando temperaturas da água superficial mais mornas (cores claras) ao longo da margem leste causadas pela descarga de água subterrânea (Cox et al., 2005).

Quando os padrões de temperatura de fundo são avaliados para estimar pontos de intercâmbios, é vantajoso utilizar sensores de temperatura embutidos em cabos de fibra ótica que são espaçados a distâncias regulares (e.g., 1 metro), por exemplo, como explicado por Selker e outros (2006). Os cabos são então amostrados e as medidas registradas. Um bom sumário de como métodos de sensoriamento de temperatura de fibra ótica distribuída (FO-DTS) são utilizados para avaliar o intercâmbio, é encontrado em USGS (2016). A instalação requer que o cabo flexível seja colocado na interface água e o sedimento de base ou leito rochoso. Ele pode ser colocado linearmente (ao longo de um canal de rio, **Figura 74**) ou encaixado em uma superfície de área (seções múltiplas (circuitos) do cabo cobrindo uma área que está sendo investigada). Os contrastes na temperatura do leito e a temperatura da água superficial são calculados e mapeados (**Figura 75**). Uma vez que o cabo é instalado, medições múltiplas podem ser feitas enquanto o cabo permanece preso na base do corpo de água. A implantação do método FO-DTS no rio Columbia em Hanford Site, Richland, Washington, EUA, identificou zonas de descarga de água subterrânea próximo da linha de

costa durante período de baixos níveis do rio (Mwakanyamale et al., 2012). Contudo, em elevados níveis do rio, indicações de descarga de água subterrânea não foram observadas.



Figura 74 - Instalação de um sensor de temperatura por cabo de fibra ótica distribuída no rio John Day, Oregon, EUA (OSU, 2020).

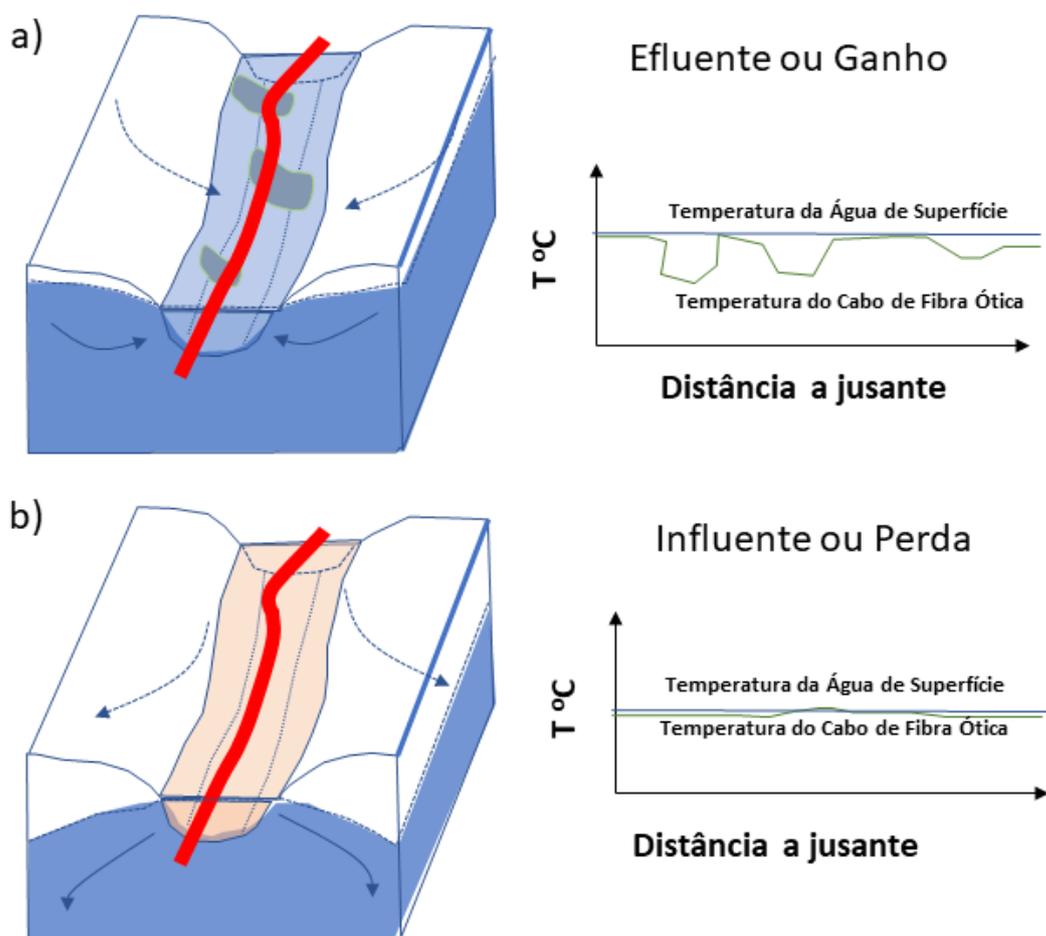


Figura 75 - Sensor de temperatura de fibra ótica distribuída instalado em uma drenagem e resultados hipotéticos. O fluxo do rio é do topo para a base da página. Cores escuras representam temperaturas mais frias. Os sensores do cabo estão espaçados uniformemente. As setas mostram a direção do fluxo da água subterrânea. A linha azul escura em cada gráfico é a temperatura da água superficial. A linha verde representa as leituras do sensor distribuído de temperatura. a) Drenagem efluente com áreas específicas de descarga de água subterrânea (formas em azul escuro). Resultados interpretados mostram a localização geral do intercâmbio. b) Drenagem influente sem áreas de descarga de água subterrânea. A drenagem está perdendo água no leito da drenagem e por isso as temperaturas não variam e refletem a temperatura da água superficial (Woessner, 2020).

As medições de temperatura pontuais ou feitas em uma única vez, são utilizadas para identificar locais e magnitudes relativas de intercâmbio. Em muitos casos de intercâmbio, os locais e taxas de intercâmbio podem variar especialmente e temporalmente. Para capturar a natureza do processo local de intercâmbio, sensores com registros, individual ou agrupado, são requeridos. A instrumentalização pode ser amarrada por cabos para dispositivos com registro em terra ou ser independente, possuindo baterias, relógios e sensores internos. Os sensores amarrados podem ser utilizados em aplicações próximos a terra e onde a água ou ação de onda não danifiquem o sistema de cabos. Muitas vezes, sensores independentes de pequenos diâmetros são usados para registrar a temperatura da água superficial e temperaturas em profundidades múltiplas nos sedimentos de fundo. Exemplos de sensores individuais e independentes utilizados em estudos de intercâmbio incluem aqueles mostrados na **Figura 76**. Os sensores têm variações

de temperaturas definidas, limites de precisão e acurácia; estas propriedades devem ser consideradas quando se ater a observar contrastes de temperaturas na água subterrânea e água superficial. Johnson e outros (2005) fornecem informação dos custos e operação de diversos sensores com o foco no uso de seus sensores iButton (Figura 76).

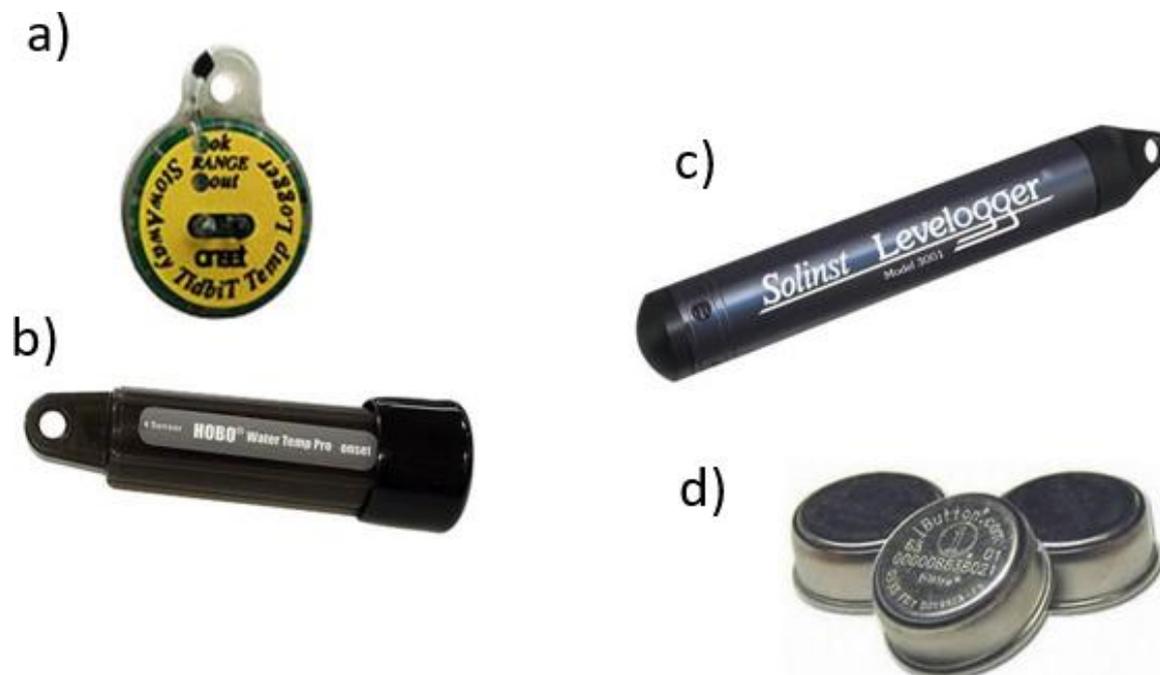


Figura 76 - Exemplos disponíveis comercialmente de dispositivos de monitoramento de temperatura com registro independente. Cada um permite registro de temperaturas em um intervalo de tempo especificado pelo investigador. a) [Onset Tidbit](#). b) [Hobo temperature pro](#). c) [Solinst transducer Levelogger](#) contém um transdutor que registra elevação e um sensor de temperatura. d) [iButton Maxim-Dallas Semiconductor](#).

As descargas de águas profundas ou drenagem de alta vazão podem impedir a instalação de instrumentos manualmente, e nesses casos, instrumentos instalados em barco podem ser utilizados. Um exemplo é a sonda [Trident](#). O instrumento pode ser empurrado no sedimento de fundo de um barco, e a carga, qualidade de água e dados de temperaturas são obtidos (Figura 77). É utilizado para caracterizar as condições próximas a linhas de costas de água doce e água salgada, e em grandes rios e lagos. Uma aplicação inclui [amostragem de água subterrânea de fundo associada com as áreas de desova de salmão](#) no rio Columbia próxima a Hanford Site em Richland, Washington, EUA.



Figura 77 - Uma amostragem de água subterrânea e sonda de temperatura ([Trident](#)) desenvolvida pela Marinha dos Estados Unidos é empurrado ou dirigido para dentro do sedimento (Steenon e Naugel, 2017).

A temperatura pode ser também usada como um traçador não-conservativo qualitativo ou quantitativo de água superficial ou subterrânea quando a informação de temperatura é coletada como uma função de tempo (e.g., Stonestrom e Constantz, 2003; Anderson, 2005). O estudo é efetuado por meio de contraste das temperaturas diárias de água superficial com mudanças na água subterrânea. Constantz (2008) descreveu a abordagem qualitativa para interpretar os registros das temperaturas das águas de superfície e subterrânea nos sedimentos de fundo de um corpo de água (**Figura 78**). O monitor da temperatura é colocado na feição de água superficial, e um ou mais sensores são instalados nos sedimentos a variadas distâncias abaixo do leito (nos sedimentos do leito ou dentro de um minipiezômetro) (Johnson et al., 2005; Constantz, 2008; Woessner, 2017). Os dados de temperaturas pareados são então analisados para determinar os locais de intercâmbio e direção (e.g., Healy e Ronan, 1996; Hsieh et al., 2000; Stonestrom e Constantz, 2003; Stonestrom e Constantz, 2004; Anigoni et al., 2008; Swanson e Cardanas, 2011; Gordon et al., 2012; Constantz, 2008). Em onde uma drenagem está ganhando água subterrânea, as variações diárias nas temperaturas de água superficial (calor e frio) não são refletidas no sistema de água subterrânea subjacente (**Figura 78a**). Em vez disso, as temperaturas da água subterrânea permanecem relativamente constante. Drenagens com perdas obtêm calor do intercâmbio com os sedimentos de fundo resultando em leituras de temperatura do leito que são reduzidas, e compensadas (com retardo) das temperaturas da água superficial (**Figura 78b** a **Figura 79**). Quando a água superficial percola através da zona vadosa (drenagem com perda) a temperatura da água subterrânea pode não refletir totalmente a temperatura da água superficial pois o calor adicional é perdido durante a percolação (**Figura 78c**). Drenagens efêmeras que escoam água para água subterrânea

podem mostrar uma mudança na temperatura abaixo do leito pois os sedimentos tornam-se saturados com a água de superfície (**Figura 78d**)

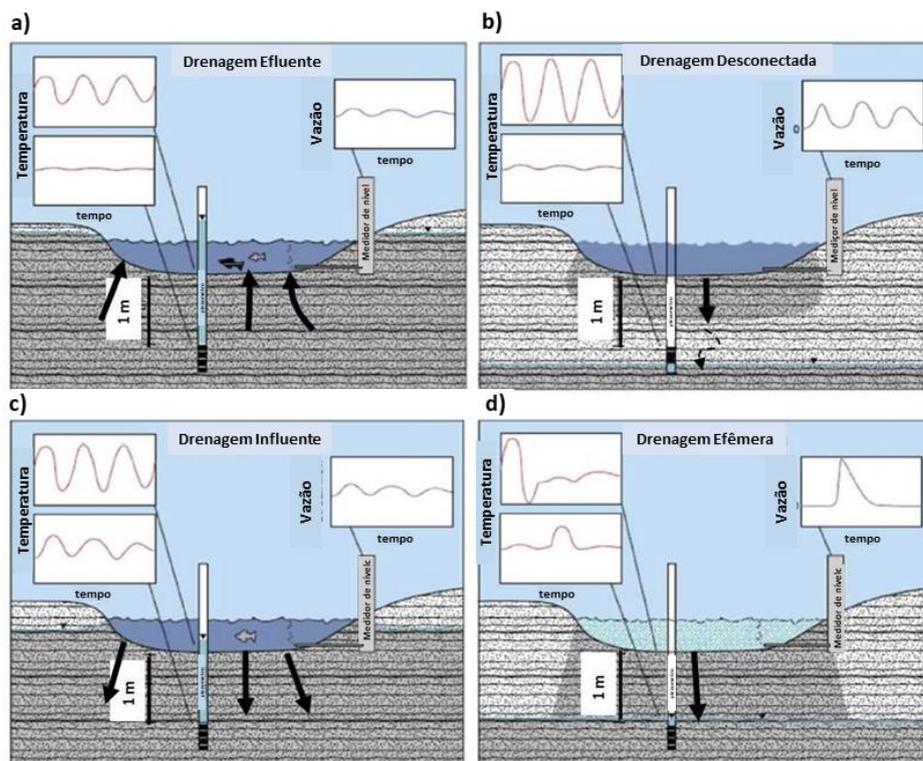


Figura 78 - Tendências diárias das temperaturas para um corpo de água superficial e água subterrânea subjacente associada (e água hiporréica). O gráfico na parte superior a esquerda de cada cena representa a temperatura de água superficial e os gráficos inferiores a esquerda, a temperatura da água nos sedimentos subjacentes. O gráfico na porção superior a direita é a vazão da drenagem. As setas em preto mostram a direção do fluxo de água subterrânea e o sombreado de cor cinza escuro representa os sedimentos saturados. a) Drenagem com ganho. b) Drenagem desconectada (com perda). c) Drenagem com perda. d) Drenagem efêmera (modificado de Constantz, 2008).

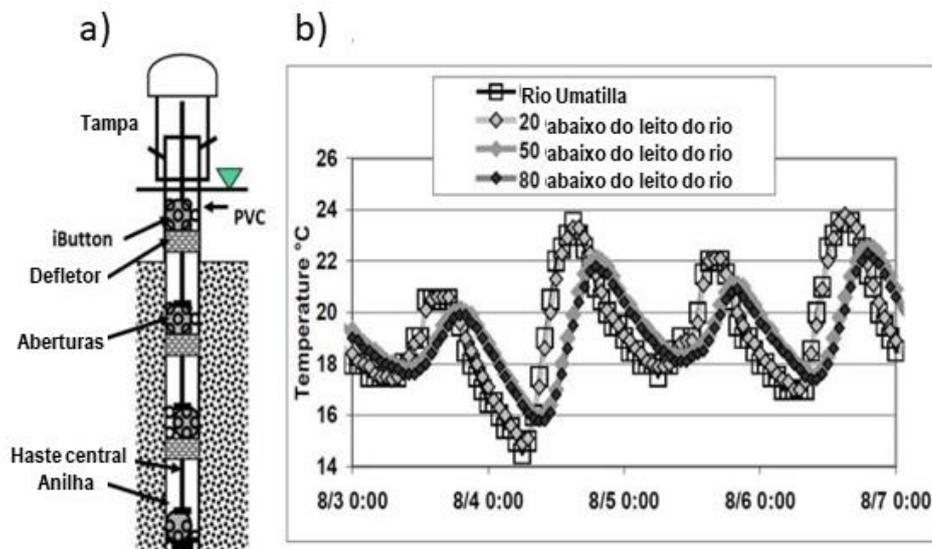


Figura 79 - Uso do instrumento de temperatura independente iButton para registrar temperaturas no rio Umatilla, Oregon, EUA, e em três profundidades no sedimento de fundo do rio com cascalho. a) Instrumentos foram colocados em um minipiezômetro de aço perfurado em 3 locais (pequenos círculos) e separado com obturadores de espuma fechados. iButtons foram anexados ao centro da haste para colocação e remoção. b) Resultados plotados em temperatura versus tempo (8/3 0:00 significa meia noite do dia 3 de agosto). Os picos de temperatura a 50 e 80 cm de profundidade sofrem retardo atrás das mudanças de temperatura da água superficial, sugerindo infiltração descendente da água superficial neste local (modificado de Johnson et al., 2005).

Os dados de campo de temperatura podem ser utilizados para calcular taxas de intercâmbio (fluxo) pela aplicação da teórica de transporte de calor e modelação. Lien e Ford (2014) fornecem um bom sumário de métodos de modelação de calor.

O calor é transportado através do meio poroso pelo fluxo da água subterrânea, dispersão e condução (devido ao movimento Browniano) (Stonestrom e Constantz, 2003; Anderson, 2005). Durante o transporte, o calor também interage com o meio sólido poroso (aquecimento e esfriamento). Comumente, o transporte de calor é modelado em condições isotrópica, homogênea e estacionária e, no caso de intercâmbio de água subterrânea – superficial, modelado como transporte unidimensional (vertical) (e.g., Constantz e Thomas, 1997; Constantz, 1998; Constantz et al., 2002ab; Goto et al., 2005; Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; Swanson e Cardenas, 2011; Gordon et al., 2012; Bhaskar et al., 2012; Constantz, 2008; Lien e Ford, 2014; Boano et al., 2104). Informação sobre modelação é fornecida na [Caixa 7](#).

5.9 Métodos de Traçadores em Drenagens

As técnicas de traçadores podem ser utilizadas para identificar as trajetórias, tempo e quantidades de intercâmbio entre as drenagens e água subterrânea e/ou zonas hiporréicas. Os traçadores podem também ser utilizados para determinar descarga em pequenas drenagens (e.g., Kilpatrick e Cobb, 1985). Comumente, os traçadores são introduzidos nas drenagens para caracterizar intercâmbio hiporréico, isto é, a transferência

de água superficial para dentro ou fora do leito, margem e planície de inundação imediatamente adjacente (Figura 29 e Figura 30).

Estudos de traçadores introduzem uma massa conhecida de traçador, por exemplo, um sal como cloreto de sódio (NaCl), um íon como Brometo (Br) e/ou um corante orgânico como Rodamina-WT no ponto a montante e então, ao longo do tempo, monitora a chegada do traçador a um ponto a jusante. O método é mais gerenciável quando as descargas da drenagem são pequenas ($<0,5 \text{ m}^3/\text{s}$). Quanto maior a descarga, mais traçador é necessário para gerar uma mudança mensurável na concentração do traçador na drenagem. Os resultados são mostrados tipicamente como gráficos de concentração (ou condutividade) versus tempo em vários pontos ao longo de um trecho de drenagem. Os gráficos são referidos como curvas de ruptura.

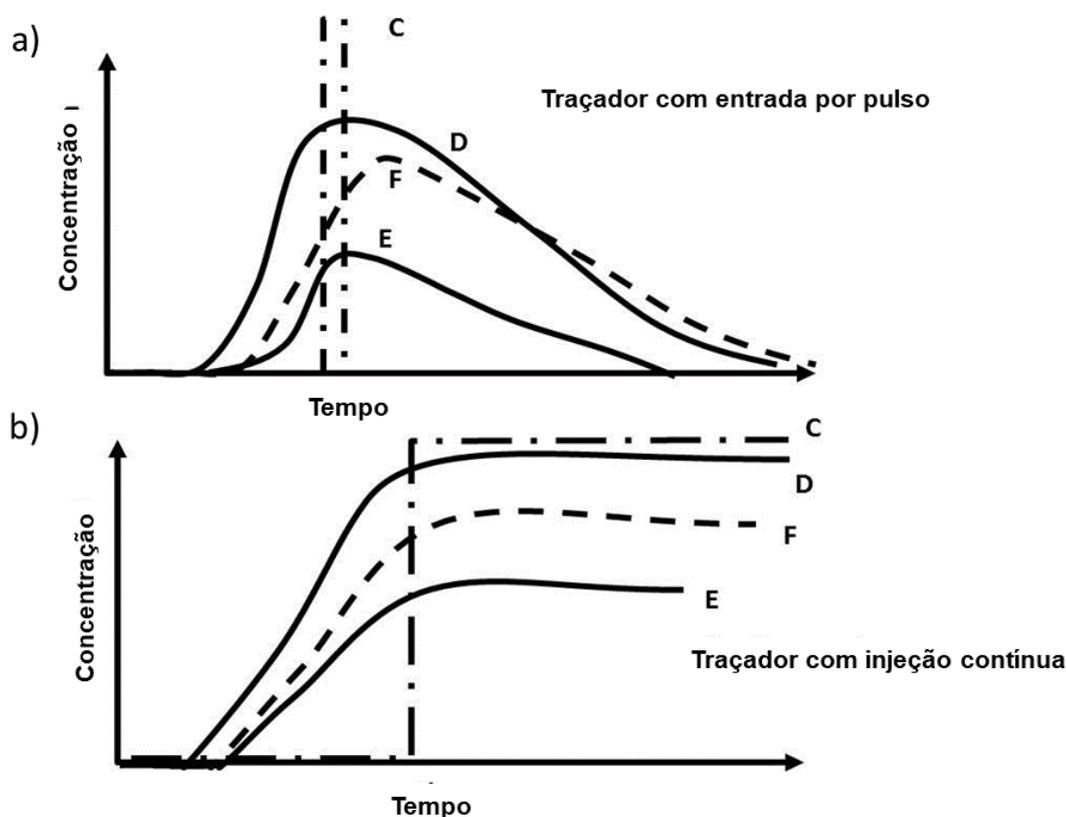


Figura 80 - Exemplos de curvas de ruptura observadas em ponto de monitoramento de jusante. a) Resultados da introdução de um traçador como uma fonte instantânea (entrada de um pulso). b) Observações resultantes de uma injeção contínua de traçador. Em ambos os diagramas, as curvas C (linhas pontilhadas e tracejadas) representam a respostas observadas, se o espalhamento e difusão não ocorrem entre o ponto de monitoramento a montante e jusante (fluxo por pulso). As curvas D representam observações onde o armazenamento do canal ou hiporréico não está ocorrendo e concentrações são apenas impactadas pelo espalhamento natural no canal e difusão. As curvas F mostram a redistribuição da massa e o retardo da chegada do pico de concentração. Esta curva representa a influência da parte interna do canal e do intercâmbio hiporréico atrasando a massa do traçador do alcance do ponto de observação a jusante. As curvas E mostram uma perda da massa do traçador (concentração) sugerindo temporariamente o armazenamento do traçador na zona hiporréica (leito, margens e planície de inundação). As curvas E poderiam também representar a resposta do traçador para a diluição pela entrada de fluxo da água subterrânea (Woessner, 2018).

Curvas de ruptura de traçadores coletados no ponto de monitoramento a jusante são avaliados usando a teoria básica de transporte e armazenamento expresso por meio de modelos analíticos e numéricos como descrito na [Caixa 8](#). As curvas observadas são comparadas as condições de transporte teóricas (**Figura 80**). O transporte do traçador pode ser impactado por retardos do canal, a entrada da água subterrânea, e armazenamento temporário no canal ou sistema hiporréico. As concentrações observadas do traçador também refletem o espalhamento natural e difusão que ocorre na drenagem. Os dados são tipicamente avaliados utilizando modelos analíticos unidimensionais para determinar o grau de intercâmbio entre a drenagem e/ou a zona hiporréica e água subterrânea. As curvas de ruptura de campo são combinadas com parâmetros que ajustam os resultados às condições esperadas sem perda de massa ou atraso da ruptura. Cardenas (2015) descreve diversos métodos utilizados para análises de dados. O código do programa [OTIS](#) (Transporte Unidimensional com Entrada e Armazenamento) é utilizado frequentemente para avaliar conjuntos de dados de ruptura e gerar valores de intercâmbio e componentes (Runkel, 1998). As análises dos dados são complicadas pela possibilidade de que mais de um fator pode influenciar a curva de ruptura.

Em alguns estudos, os poços de monitoramento, localizados nas planícies de inundação e zonas hiporréicas, e minipiezômetros no canal de drenagem são amostrados durante um experimento de traçador no canal para examinar os locais, trajetórias e taxas de circulação do traçador da água da drenagem para a zona hiporréica (e.g., Cardenas, 2015; Boana et al., 2014).

O planejamento de um teste de traçador inclui selecionar o traçador e determinar: o método de entrada, volume necessário e concentração do traçador, e custo da análise do traçador, e autorizações ou permissões necessárias para introduzir e monitorar o traçador. Os traçadores e métodos de detecção devem ser baratos; traçadores devem ocorrer em baixas concentrações em função do *background* na água superficial e água subterrânea, ser não reativo (conservativo), e não tóxico. Quando as concentrações de fundo (*background*) são baixas, testes de traçador relativamente baratos incluem a introdução: NaCl acompanhado pelo monitoramento de mudanças de condutância específica utilizando o condutivímetro; Br medido com sonda de íon específico; ou traçadores de corantes orgânicos tais como Rodamina-WT monitorado com fluorímetro. Ele é útil para fazer uma estimativa da quantidade de traçador que será necessário para criar uma mudança mensurável na concentração do constituinte no ponto a jusante. Estimativas da concentração do traçador na drenagem podem ser calculadas utilizando um modelo de mistura que considera uma entrada de um pulso ou fonte contínua e a concentração totalmente misturada uma vez que o corante é distribuído no fluxo da drenagem. Algumas equações derivadas empiricamente têm sido sugeridas para entrada de um pulso de um traçador (e.g., Kilpatrick, 1970). A melhor abordagem é calcular entradas de traçador e então executar um teste preliminar de traçador para ver se as concentrações e volumes

necessitam de ajustes. A experiência tem mostrado que as tentativas de estimar as entradas de traçador são muitas vezes restritas.

Batchelor e Gu (2014) investigaram como um traçador de brometo conservativo e um traçador de nitrato reativo se comportam em dois pequenos córregos e nas zonas hiporréicas correspondentes de uma drenagem na Carolina do Norte, EUA. No córrego Winkler (vazão média anual de 0.2 m³/s), uma injeção contínua de traçador projetada para aumentar a concentração no ponto de observação a jusante para 1 a 2 mg/l de brometo e 2 a 3 mg/l de nitrato acima das concentrações de background foi iniciada. Os traçadores foram injetados a 30 L/h, e concentrações de ruptura no local a 50m a jusante foi registrado (**Figura 81**). O código OTIS (descrito na Caixa 7) foi utilizado para examinar o armazenamento no sistema de drenagem. Batchelor e Gu observaram somente pequenas mudanças na curva de ruptura e estimou que 1,05% da vazão da drenagem sobre 200 m de trecho do córrego entrou em condições transientes de armazenamento no canal/ zona hiporréica, baseada na análise das curvas de ruptura observadas nos pontos de monitoramento de jusante (**Figura 81**).

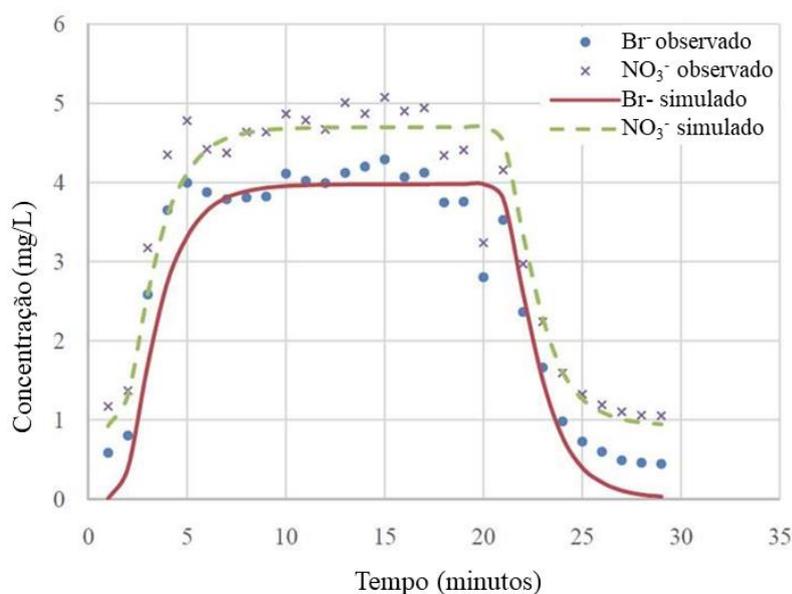


Figura 81 - Curvas de ruptura para traçadores de Br e NO₃ no córrego Winkler, North Carolina, EUA, a 50 metros jusante de um ponto de traçador contínuo. Curvas de simulação representa os resultados da modelação OTIS (Batchelor e Gu, 2014).

5.9.1 Breve Sumário de Métodos Geoquímicos

Drenagens, lagoas e áreas úmidas refletem a composição química das fontes de água intercambiando com as paisagens e sistemas hidrológicos conectados a elas. Por exemplo, a composição química de uma lagoa efluente refletirá a concentração química da precipitação/ escoamento e evaporação bem como as entradas químicas das descargas da drenagem e água subterrânea. A descarga em área úmida pode ser dominada pela química e pela evapotranspiração da entrada de água subterrânea. Os princípios geoquímicos

utilizados para identificar o intercâmbio água subterrânea - água superficial, como a caracterização das fontes de águas, traçar mudanças na qualidade da água subterrânea ao longo das trajetórias de fluxo, e interpretar fluxo e velocidades, são descritos em uma ampla variedade de textos de hidrogeologia, hidrologia e geoquímica (e.g., Freeze e Cherry, 1979; Fetter, 2001; Fritts, 2012; Drever, 1997; Stumm, 1996; Brezonik e Arnold, 2011; Cook e Herczeg, 2000). Estes textos e outros recursos também endereçam a uma amostragem geoquímica apropriada e métodos analíticos. Discussão detalhada destes conceitos e métodos estão além do escopo deste livro.

Técnicas geoquímicas comuns aplicados a decifrar o intercâmbio água subterrânea - água superficial incluem modelo geoquímico de mistura de balanço de massa, aplicação de dados isotópicos estáveis e radioativos para diferenciar histórias e fontes, e uso de traçadores ambientais naturais e introduzidos.

Quando as químicas da água subterrânea e água superficial se contrastam, componentes do intercâmbio água subterrânea - água superficial pode ser detectado pela avaliação das águas por variação nas concentrações de constituintes iônicos, isótopos estáveis e instáveis, compostos orgânicos, oxigênio dissolvido, pH, temperatura, e sólidos totais dissolvidos (STD) ou condutividade específica. Healy e outros (2007) listaram exemplos de constituintes que são úteis nos modelos de balanço hídrico/ balanço de massa que frequentemente ocorrem em concentrações contrastantes em água superficial e água subterrânea (Tabela 2).

Tabela 2 - Exemplos de traçadores utilizados nos estudos de balanço químico (depois de Healy et al., 2007).

Uso	Natural Ocorre no ambiente	Histórico Adicionado ao ambiente durante atividade humana passada	Aplicado Introduzido para testes	Exemplo de Estudo
Idade da Água Subterrânea Tempo desde a recarga da água isolada da atmosfera	^{35}S , ^{14}C , $^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{39}Ar , ^{36}Cl , ^{32}Si	^3H , ^{36}Cl , ^{85}Kr , clorofluorcarbonos, herbicidas, caféina, fármacos		Plummer e outros (2001)
Temperatura de Recarga	N_2/Ar solubilidade			Plummer (1993)
Traçador de água subterrânea trajetórias de fluxo	^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^{87}Sr	clorofluorcarbonos, herbicidas, caféina, fármacos	Cl, Br, corantes	Renken e outros (2005)
Intercâmbio Água subterrânea – superficial	^{18}O , ^2H , ^3H , ^{14}C , ^{222}Rn		Cl, Br, corantes	Katz e outros (1997)
Distância e tempo de trânsito de água superficial			Cl, Br, corantes	Kimball e outros (2004)

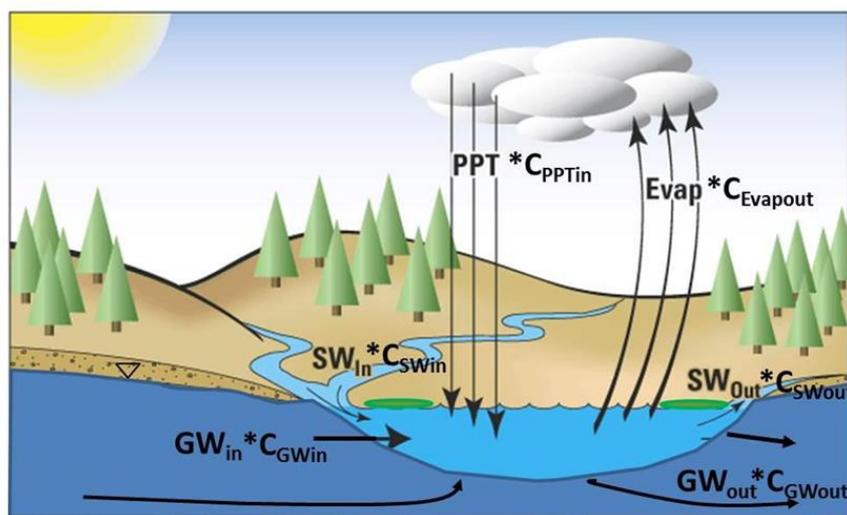
Um balanço de massa ou um modelo químico de mistura de troca entre o sistema de água superficial e o sistema de água subterrânea associado pode ser utilizado para identificar os componentes de intercâmbio (**Figura 82**). Por exemplo, um modelo de mistura para um lago sob condições de estado estacionário, é resolvido para a taxa de entrada de água subterrânea, que poderia ser formulado como mostrado na Equação 7.

$$GW_{in} = \frac{SW_{out}C_{SWout} - SW_{in}C_{SWin} - PPT_{in}C_{PPTin} + E_{out}C_{Eout} + GW_{out}C_{GWout}}{C_{GWin}} \quad (7)$$

Onde:

- GW_{in} = Descarga de água subterrânea para o lago (L³/T)
- GW_{out} = Fluxo da água do lago na água subterrânea adjacente (L³/T)
- SW_{in} = Fluxo de água superficial para dentro do lago (L³/T)
- SW_{out} = Fluxo da água superficial para fora do lago (L³/T)
- PPT_{in} = Precipitação que cai no lago (L³/T)
- E_{out} = Evaporação direta do lago (L³/T)
- C_{XXXX} = Concentrações de um constituinte selecionado no componente XXXX, tais como C_{SWout} (M/L³)

Modelos de mistura podem ser formulados utilizando espécies ou componentes únicas, ou razões de constituintes. Healy e outros (2007) e Winter (1981) advertem que se alguns componentes dos balanços de massa são pobremente definidos, grandes erros são prováveis. Um exemplo de aplicação de um modelo de mistura é apresentado no [Caixa 9](#).



Sem escala

Explicação

Evap	Evaporação
GW _{in}	Fluxo de Entrada de Água Subterrânea
GW _{out}	Fluxo de Saída de Água Subterrânea
PPT	Precipitação
SW _{in}	Fluxo de Entrada de Água Superficial
SW _{out}	Fluxo de Saída de Água Superficial

Termos Químicos

C_{GWin} Concentração da Água Subterrânea no fluxo de entrada
 Concentrações de outros componentes seguem o mesmo formato

Figura 82 - Balanço hídrico e geoquímico para um lago efluente-influente. C_{PPTin} representa a concentração de um constituinte geoquímico na precipitação utilizado no balanço. Outro termo C representa o mesmo constituinte de cada parte do balanço. O balanço é conceitualizado sob condição de estado estacionário (modificado de Robertson et al., 2003).

Em alguns cenários, as mudanças na química da água ao longo da trajetória de fluxo podem ser utilizadas para estimar taxas de fluxo. Por exemplo, em situações por onde a água superficial infiltra livremente no sistema hiporréico ou de água subterrânea, a concentração de radônio (^{222}Rn) que acumula ao longo da trajetória de fluxo é utilizado para estabelecer taxas de infiltração ou fontes de água. Muitas feições de água superficial têm baixas concentrações de radônio pois eles estão abertos para atmosfera. Uma vez que esta água infiltra, o radônio natural produzido nos sedimentos é incorporado na água e concentrações aumentam até que o equilíbrio seja estabelecido (e.g., Baskaran et al., 2009; Sacks et al., 1998). Hoehm e Cirpka (2006) descrevem o uso do radônio para avaliar tempos de residência de intercâmbio de água superficial nas inundações do sul dos Alpes.

Uma outra abordagem útil é aplicar modelos de mistura para concentrações de constituintes ao longo de linhas das margens e dentro de sistemas de drenagem para examinar fontes e contribuições de água. Smerdon e outros (2012) discutem o uso de isótopos múltiplos para identificar fontes de água e quantificar o escoamento básico ao longo de uma seção de 60 km do rio tropical, Daly, Austrália. Isótopos de radônio (^{222}Rn), enxofre (SF_6), hélio (^4He), bem como os clorofluorcarbonos (CFC) são amostrados para caracterizar descargas de fontes ao longo do canal, a química do canal principal, e a química da água subterrânea adjacente. Água subterrânea regional conteve concentrações de ^4He e muito baixas concentrações de SF_6 e CFCs sugerindo longos tempos de residência, na ordem de 10.000 anos. O escoamento básico gerado pelas nascentes locais foi dominado pela SF_6 e CFCs sugerindo intercâmbio de água subterrânea mais localizada. Baseado na

concentração de constituintes no escoamento básico, eles concluíram que mais de 45% do escoamento básico originou-se do fluxo de água subterrânea regional.

Métodos de campo também são desenvolvidos para identificar locais de intercâmbio utilizando geoquímica de água de poro em sedimentos de fundo (Lee, 1985; Vanek e Lee, 1991; Lee et al., 1993; Harvey et al., 1997; Cey et al., 1998; Kennedy, 2017). A abordagem utiliza uma sonda de condutividade para mapear as mudanças na condutividade elétrica (CE) da água do poro em sedimentos de fundo e na água subterrânea adjacente (e.g., Harvey et al., 1997).

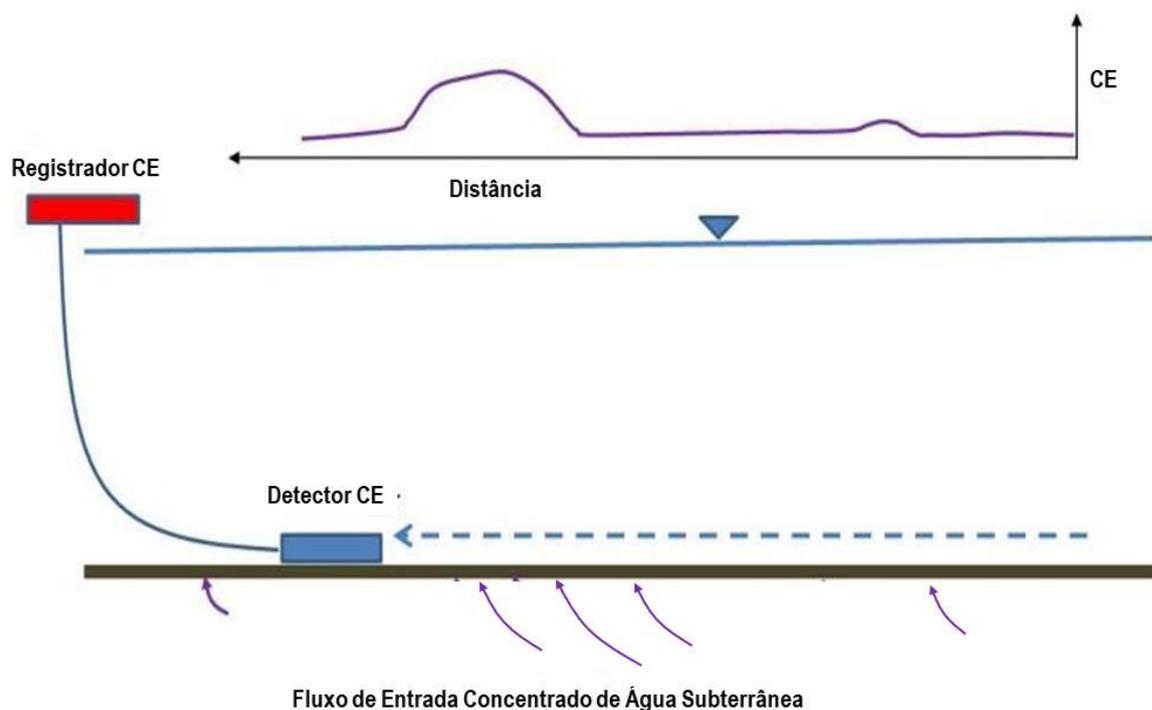


Figura 83 - A sonda pesada de condutividade elétrica (registro de CE) é arrastada ao longo de sedimentos de fundo utilizando um bote ou barca para carregar o registrador. A sonda mede a condutividade do leito e da água do poro. Neste exemplo, a água subterrânea com uma maior condutividade elétrica (CE) está saindo do leito em locais concentrados (setas roxas). O gráfico mostra o instrumento registrador usado para mapear os locais onde a água subterrânea descarrega (Woessner 2020).

Quando a taxa de mudança em sedimentos de leito de granulação fina é baixa, amostradores passivos geoquímicos de membrana difusiva podem ser utilizados para coletar amostras de água de poro de sedimentos. Estes amostradores permitem que a água de poro se difunda em um ou mais câmaras de coleta (**Figura 84**).

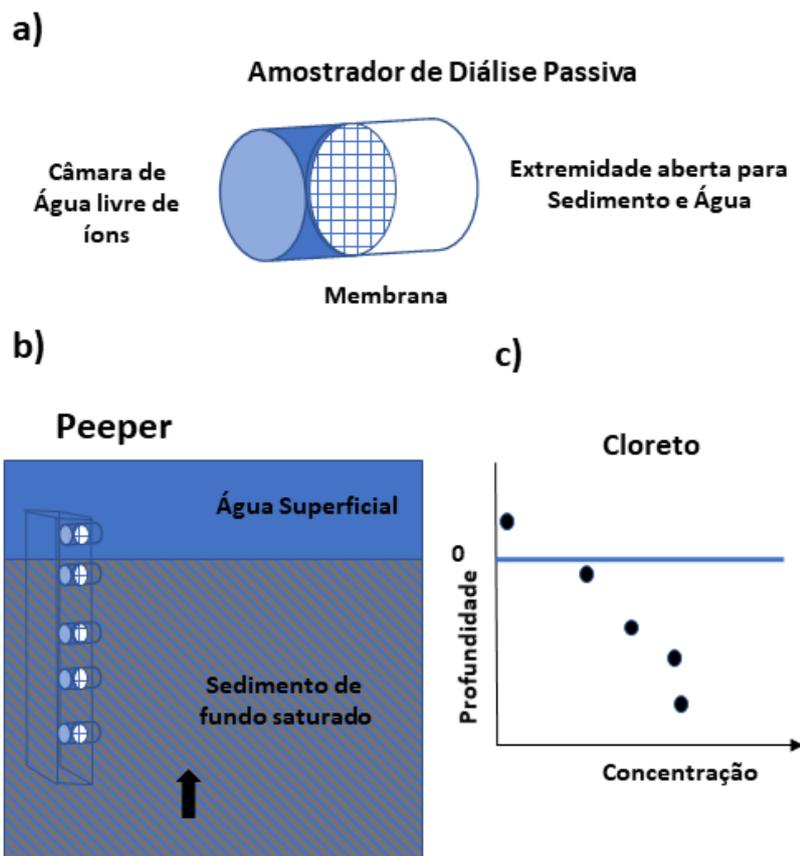


Figura 84 - Amostradores de diálises passivos. a) Câmaras são preenchidas com água ultrapura (azul) e coberto com uma membrana de diálise. Uma base de cada câmara é aberta e em contato com o sedimento e água. b) O amostrador Peeper instalado no sedimento de fundo com uma câmara amostrando a água superficial. O amostrador permanece no local até as águas do poro estiverem totalmente intercambiadas e a água atrás da membrana estar em equilíbrio com o sedimento/ água. A seta preta sugere a possível direção de fluxo da água subterrânea. O amostrador é extraído e a água capturada analisada. c) Um exemplo de conjunto de dados coletados para concentração de cloreto. Profundidade (0=interface do sedimento de fundo). Modelação poderia ser aplicada para determinar se o fluxo de água subterrânea difusivo ou advectivo está ocorrendo nos sedimentos (Woessner, 2020).

Perfis de águas de poro são frequentemente utilizados para examinar os processos geoquímicos na interface sedimento – água. Entretanto, eles podem também ser utilizados para examinar o transporte lento dos constituintes conservativos entre a água superficial e a água subterrânea. Estes conjuntos de dados são examinados para determinar locais e taxas de intercâmbio utilizando modelos de transporte (e.g., Freeze e Cherry, 1979; Zheng e Bennett, 2002). Um exemplo de modelo geoquímico utilizado para explorar transporte através de um leito do lago é proporcionado por Cornett e outros (1989).

Diversos tipos de amostras passivas têm sido desenvolvidos em amostragem para química iônica geral e para mirar contaminantes específicos inorgânicos e orgânicos (e.g., Burgess et al., 2016). A Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos publicou um manual informativo de uso de amostradores passivos de água de poros de sedimentos (Burgess et al., 2016). Amostras utilizam amostradores de polietileno de baixa densidade

(LDPE), polióxido de metileno (POM), dimetil polissiloxano (PDMS) para substâncias químicas orgânicas hidrofóbicas, e gradiente difusivo em filmes finos (DGT) para avaliações de metais seletivos. Eles proporcionam uma tabela de material utilizado em amostradores e fornecedores. Cuidados na seleção da composição e métodos de instalação são requeridos para se obter dados representativos.

A composição química de águas de poros pode também ser amostrado pela extração da água subterrânea por minipiezômetros e a água de poros de testemunhos de sedimentos. Um método para extrair e analisar água de poro de testemunhos de sedimentos coletados no lago Baldegg, Suíça, utilizou amostradores de MicroRhizon e métodos de eletroforese capilar (Torres et al., 2013).

6 Observações Finais

O intercâmbio de água superficial e água subterrânea é orientado pela distribuição tridimensional de gradientes hidráulicos, e pela magnitude da anisotropia e heterogeneidade dos materiais terrestres associados ao redor da feição da água superficial. Rios, lagos e áreas úmidas podem ganhar e perder água subterrânea, e tornarem-se desconectados dos sistemas de água subterrânea associados. Os sistemas de rio também intercambiam água pelo fluxo hiporréico em que a água da drenagem se move para dentro dos materiais terrestres e retorna para a drenagem. Os intercâmbios podem ser identificados na paisagem e na escala da feição individual utilizando uma variedade de métodos de campo e laboratório. Estes incluem água e balanços de massa geoquímicos, rede de poços de monitoramento, minipiezômetros, medição de níveis de água, dinâmica de infiltração, infiltrômetros, sensores de temperatura, e traçadores naturais, ambientais e introduzidos.

Num sentido amplo, o intercâmbio físico e geoquímico da água subterrânea entre rios, lagos e áreas úmidas eram conhecidos desde o início do século 20. Os modelos conceituais de processos de intercâmbio eram refinados na terça parte do século passado e as investigações intensivas de intercâmbio multiescalas com os sistemas de água superficial foram iniciadas. As investigações mais detalhadas de processos de intercâmbio e o desenvolvimento de metodologia de campo, laboratório e modelamento continuam no século 21. O intercâmbio de ambas as águas, natural e contaminada, com a água superficial e sistemas de água subterrânea conectadas tem sido foco de um número de investigações. Idealmente investigações em áreas específicas e a literatura geral fornecerão série de dados qualitativos e quantitativos necessários para gerenciar cenários de intercâmbio não perturbados (natural), e projetar e remediar áreas que necessitam de restauração ou renaturalização. Entretanto, a literatura como a de 2020 somente endereçam parcialmente a questões abrangentes de intercâmbio tais como: quantos intercâmbios são necessários em um trecho de rio, área úmida ou ao longo das margens de um lago, para sustentar uma condição ecológica desejável? Quais são as taxas de intercâmbio, locações e tempo que fundamentam o fluxo, a característica geomórfica, e a qualidade da água de um específico sistema de água superficial? A abrangência dos conceitos de intercâmbio ainda necessita ser tratada. Por exemplo, diretrizes não estão disponíveis para definir o volume de troca necessária para suportar uma população de truta em uma drenagem na montanha ou o tipo de vegetação requerida para sustentar uma área úmida construída, e nem há diretrizes disponíveis para definir os fluxos necessários em uma margem de lago para sustentar uma espécie em extinção. O desenvolvimento de tais diretrizes requer um estudo extensivo de uma ampla variedade de configurações de intercâmbio de rios, lagos e pântanos sob condições naturais e impactadas. A literatura ecológica que foca no intercâmbio necessita ser mais bem integrada com a pesquisa hidrogeológica física e geoquímica. O objetivo final deve ser o desenvolvimento de um entendimento mais completo de como o intercâmbio da

água subterrânea com rios, lagos e áreas úmidas sustentam o sistema de água superficial e como o intercâmbio da água superficial sustenta os sistemas de água subterrânea associados.

7 Exercícios

Exercício 1

- 1) Os modelos conceituais apresentados neste livro mantêm as condições de simplificação utilizando um valor constante de condutividade hidráulica, seções transversais alinhadas com linhas de fluxo de água subterrânea e seções transversais traçadas sem exagero vertical. Examine a Figura do Exercício 1 abaixo. A seção transversal na Figura do Exercício 1a, é construída paralela ao fluxo, como indicada pela linha vermelha (A-R-B). Sob as condições ilustradas na Figura do Exercício 1, pense sobre as consequências da utilização de dados de carga para interpretar o campo de fluxo de uma seção transversal construída em ângulos retos para a drenagem como indicado pela linha C-R-D. Para fazer a comparação utilize A-R e C-R. Explique por que a seção transversal ao longo da linha A-R representa corretamente o fluxo horizontal e vertical de água subterrânea, mas a carga e os dados de fluxo na seção transversal ao longo de C-R não representa apropriadamente as condições de fluxo.

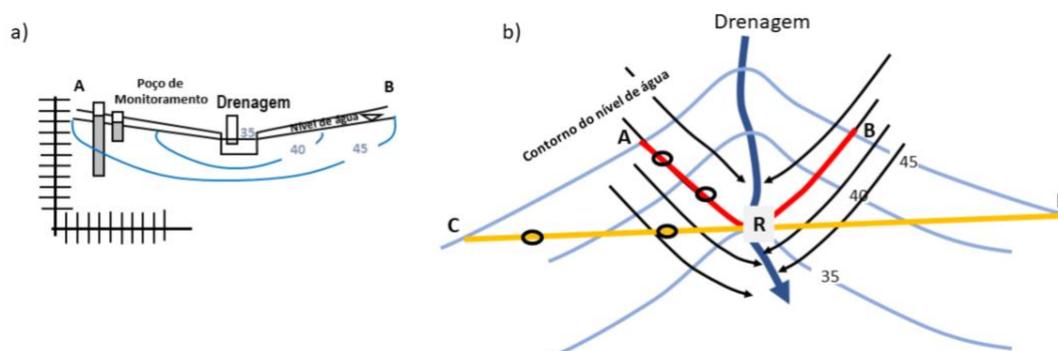


Figura Exercício 1 - Seção transversal e mapa visto em planta de uma drenagem. As condições hidrogeológicas são isotrópicas e homogêneas, e as condições da água subterrânea são de efluência. As figuras ovais em preto representam a localização dos poços de monitoramento nas seções transversais. R está localizado onde as seções transversais interceptam a drenagem. a) A seção transversal não apresenta exagero vertical. A seção é construída ao longo das linhas de fluxo (linhas vermelhas A-R e B-R) mostrados em (b). Os limites da esquerda e da direita da seção transversal coincide com a contorno da carga hidráulica de 45 (depois Healy et al., 2007). b) O mapa visto em planta do campo de fluxo para a drenagem efluente. Os contornos estão em azul e as linhas de fluxo da água subterrânea em preto. A linha vermelha, A-R-B, mostra a localização da seção transversal em (a). A linha laranja, C-R-D, é a seção transversal construída em ângulos retos ao rio (Woessner, 2020).

[Clique para a solução do exercício 1](#)

Exercício 2

- 2) Examine a seção transversal em escala da Figura do Exercício 2, mostrando dois corpos de água superficial (azul sólido: rios, lagos ou áreas úmidas) em um ambiente isotrópico e homogêneo. Linhas equipotenciais (pontilhadas) foram

construídas de uma rede de poços de monitoramento contendo conjunto de poços (linhas pretas verticais), abertas somente na base. O nível da água é indicado pela linha azul sólida. As linhas equipotenciais representam intervalos de 5 (qualquer unidade pode ser utilizada).

- Construa as linhas de fluxo
- Rotule os sistemas de fluxo local, intermediário e regional se eles estiverem presentes.
- Identifique onde os pontos de estagnação se formam e circule os locais da seção se eles estão presentes.

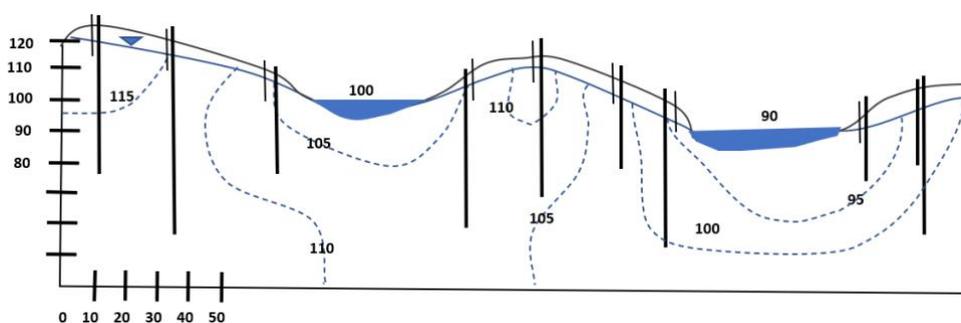


Figura Exercício 2 - Seção transversal com escala de um sistema hidrologicamente isotrópico e homogêneo com dois corpos de água. As elevações são mostradas no eixo vertical e as elevações dos corpos de água são valores relativos. As linhas verticais em preto representam locais de poços de monitoramento, onde os valores de carga foram coletados. Os poços estão abertos somente na base. Linhas pontilhadas são linhas equipotenciais em unidades com intervalo de 5 (Woessner, 2020).

[Clique para a solução do exercício 2 ↴](#)

Exercício 3

- Um estudo de intercâmbio de um tanque foi conduzido com a instalação de três (3) infiltrômetros (A, B e C) e três minipiezômetros adjacentes (pequenos círculos pretos abertos) como mostrados na Figura Exercício 3. Utilizando os dados fornecidos calcule os seguintes:
 - Condutividade hidráulica vertical dos sedimentos do leito no local A.
 - O gradiente hidráulico vertical (GHV) para B
 - O fluxo de infiltração para C.

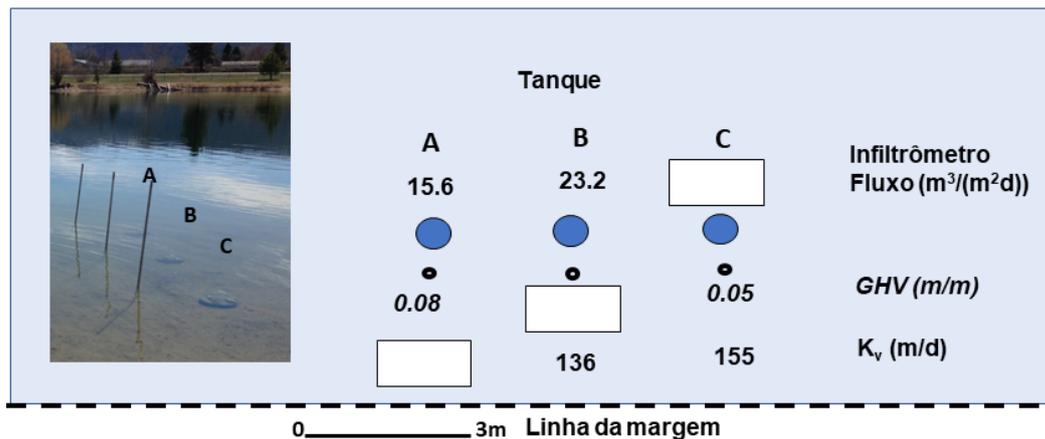


Figura Exercício 3 - Um estudo de intercâmbio em um tanque construído em um aquífero de areia e cascalho. Três infiltrômetros, A, B e C (tambores azuis na foto e círculos azuis no mapa em planta), foram instalados sobre três metros da linha da margem. Adjacentes aos medidores, minipiezômetros (tubos verticais na foto e círculos pretos abertos no mapa) foram instalados cerca de 15 cm nos sedimentos de areia e cascalhos do leito. As taxas de infiltração, gradiente hidráulico vertical, e estimativas da condutividade hidráulica vertical foram obtidos para cada um dos três locais com infiltrômetros (Woessner, 2020).

[Clique para solução do exercício 3](#) ↴

Exercício 4

4) O balanço hídrico para um lago subtropical raso encontrou descarga em canal de drenagem de água superficial (34%), precipitação direta (24%) e descarga de água subterrânea (14%), dominado por fluxos de entrada. A água deixou o lago pelo fluxo laminar para o pântano (65%), evaporação (34%), e saída de água subterrânea (1%). A carga de nitrogênio para o lago foi também uma preocupação e o lago foi classificado como distrófico (hipóxia crônica e altas concentrações de amônia não ionizada). A água subterrânea foi calculada para liberar 48% da carga. Esforços de restauração foram iniciados em 1996 e incluíram a remoção de sedimentos orgânicos, dragagem e plantação de vegetação nativa. Restauração adicional por redução do nitrogênio é necessária. O lago está em uma depressão criada pela dissolução do calcário. Um estudo de infiltração do lago foi conduzido utilizando infiltrômetros de 208 litros e minipiezômetros instalados próximos de cada medidor (Figura Exercício 4). Os medidores foram instalados e as taxas de infiltração medidas em todos os 14 dias de outubro até a metade de maio. Os medidores 1-14 foram locados na zona marginal e 15-20 foram em águas abertas. Os medidores foram equilibrados por três meses antes das operações do estudo. As bolsas foram preenchidas com 1000 ml de água deionizada para cada evento de infiltração. Os minipiezômetros foram colocados em buracos escavados no sedimento de fundo e leito rochoso e preenchidos com areia e bentonita. As amostras de qualidade de água foram feitas nos minipiezômetros. As taxas médias de infiltração e as concentrações de nitrogênio total foram calculados para cada um dos vinte locais (Tabela Exercício 4).

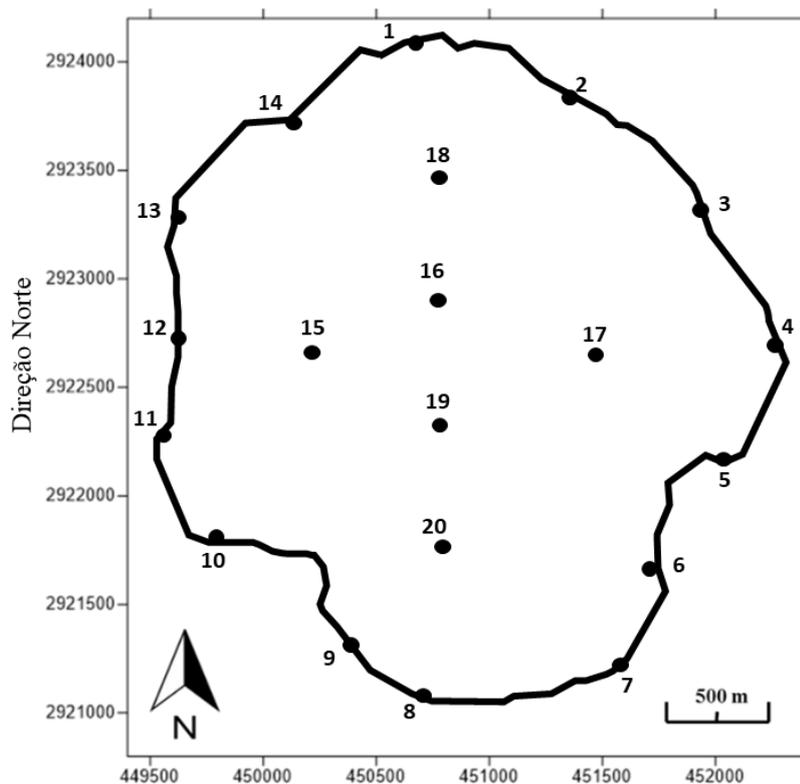


Figura Exercício 4 - Mapa de localização das instalações dos infiltrômetros e minipiezômetros (pontos pretos e números) em um lago (modificado de Lucius, 2016).

Tabela Exercício 4 – Taxas médias de infiltração e as concentrações médias de Nitrogênio Total da descarga da água subterrânea no lago raso. Valores positivos de infiltração representa entrada de água subterrânea. Os números dos locais representam ambos os infiltrômetros e os minipiezômetros adjacentes (Lucius, 2016).

Local	Norte	Leste	Infiltração Média (L/m ² /d)	Média Nitrogênio Total (mg/l)
1	450593,39	2924113,61	1,44	11,84
2	451291,49	2923858,38	0,26	17,7
3	451916,45	2923324,12	1,74	9,06
4	452238,73	2922714,82	1,16	4,38
5	451989,45	2922144,28	0,15	20,32
6	451695,94	2921673,69	0,2	17,1
7	451520,61	2921227,23	0,89	4,55
8	450647,05	2921081,35	7,04	5,45
9	450321,19	2921294,35	0,59	5,64
10	449740,75	2921801,64	0,14	13,02
11	449481,89	2922268,64	1,85	4,16
12	449533,30	2922725,53	-0,08	6,01
13	449535,09	2923278,14	0,25	4,74
14	450033,85	2923738,93	0,83	6,49
15	450155,54	2922664,82	0,89	52,28
16	450716,41	2922891,76	0,67	28,53
17	451418,80	2922658,34	0,87	24,27

18	450717,27	2923464,25	1,02	11,24
19	450717,90	2922308,40	3,11	23,78
20	450725,32	2921747,50	2,11	6,46

- a) Marque os dados de infiltração média no mapa de localização e contorne-os utilizando um intervalo de 0,5 L/(m²d). Onde a infiltração está concentrada? A água está percolando do lago para a água subterrânea? Você poderia classificar o lago como efluente, influente, efluente-influente ou mista? Argumente sua resposta.
- b) Marque os dados da média do Nitrogênio Total na segunda cópia do mapa de localização. Utilize o intervalo de contorno de 2 mg/l. Onde estão as concentrações mais altas do Nitrogênio Total? Eles correspondem com as taxas mais elevadas de infiltração de água subterrânea?
- c) Calcule a carga média de Nitrogênio Total em cada local e contorne os dados. Utilize o intervalo de contorno de 20 mg/(m²d). Discuta como a média dos infiltrômetros e dos dados médios de qualidade de água do minipiezômetro podem ser utilizados como alvo de esforços de remediação para redução de nitrogênio. Pense sobre qual informação hidrogeológica é necessário para acompanhar metas de remediação (pense em termos de um “grande cenário”).

[Clique para solução do exercício 4 ↴](#)

Exercício 5

- 5) Sob condições relativamente simples, a temperatura da água de uma drenagem pode ser utilizada para estimar o ganho líquido de água subterrânea de um trecho efluente de drenagem. A Figura 71 apresenta o conceito. Se a vazão da drenagem em local Q1 do trecho a montante é 2,0 m³/s e a temperatura da água de mistura é 12°C, a temperatura do sistema raso de água subterrânea é 8,2°C, e a medida da temperatura da drenagem a jusante do local, Q2, é 10,4°C, então:
- a) Assumindo que ao longo destes 2 km de trecho de rio os outros componentes do balanço de calor são pequenos, qual é a quantidade líquida de água subterrânea que descarrega neste trecho de drenagem?
- b) Como os monitores individuais de temperatura instalados na drenagem e no leito da drenagem poderiam ser utilizados para verificar se a drenagem está ganhando água subterrânea neste trecho?

[Clique para a solução do exercício 5 ↴](#)

Exercício 6

- 6) Traçador de calor no leito de corpos de água superficial é uma ferramenta barata e valiosa para rastrear a direção dos intercâmbios, estimando propriedades hidráulicas do material do leito, e estimativas de taxas de intercâmbio. USGS (2003) Circular 1260 é um recurso excelente que explica os princípios mais relevantes, métodos e abordagens de modelação. Reveja o documento: <https://pubs.usgs.gov/circ/2003/circ1260/pdf/Circ1260.pdf> ↗
- a) Dos sete estudos de caso apresentados, escolha um e sumarie os objetivos, métodos e resultados. Inclua duas figuras chave para fundamentar seu sumário.
- b) A publicação também fornece informação no modelamento do fluxo de calor no Apêndice B: “Modelando calor como um traçador para estimar infiltração no leito da drenagem e condutividade hidráulica” por Richard G. Niswonger e David E. Prudic. É útil estudar o apêndice antes de planejar a instrumentação de campo, de modo que os esforços de campo produzam os dados requeridos para a modelação. Leia o apêndice e liste os parâmetros e condições de contorno necessários quando simularem transporte de calor de um rio para o leito do rio.

[Clique para a solução do exercício 6](#) ↴

8 Referências

- Anderson, M.P., 2005, Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, volume 43, number 6, pages 951–968.
- Anderson, M.P., and J.A. Munter, 1981, Seasonal reversals of groundwater flow around lakes and the relevance to stagnation points and lake budgets. *Water Resources Research*, volume 17, number 4, pages 1139-1150.
- Anderson, M.P., W.W. Woessner, and R.J. Hunt., 2015, *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press-Elsevier, London, 564 pages.
- Arrigoni, A.S., G.C. Poole, L.A.K. Mertes, S.J. O'Daniel, W.W. Woessner, and S.A. Thomas, 2008, Buffered, lagged, or cooled? Disentangling hyporheic influences on temperature cycles in stream channels. *Water Resources Research*, volume 44, W09418, [doi: 10.1029/2007WR006480](https://doi.org/10.1029/2007WR006480).
- Bartolino, J., and R. Niswonger, 1999, Temperature profiles of the aquifer system underlying the Rio Grande, New Mexico. *Proceedings of Third Annual Middle Rio Grande Basin Workshop, February 22–23, 1999*. United States Geological Survey Open-File Report 99-203, pages 66–67.
- Baskaran, S., T. Ransley, R.S. Brodie, and P. Baker, 2009, Investigating groundwater-river interactions using environmental tracers. *Australian Journal of Earth Sciences*, volume 56, number 1, pages 13-19, [doi: 10.1080/08120090802541887](https://doi.org/10.1080/08120090802541887).
- Batchelor, C., and C. Gu, 2014, Hyporheic exchange and nutrient uptake in a forested and urban stream in the Southern Appalachian's. *Environmental and Natural Resources Research*, volume 4, number 3, pages 56-66.
- Baxter, C., F.R. Hauer, and W.W. Woessner, 2003, Measuring groundwater-stream water exchange: New techniques for installing minipiezometers and estimating hydraulic conductivity. *Transactions of the American Fisheries Society*, volume 132, pages 493-502.
- Bean, J.R., A.C. Wilcox, W.W. Woessner, and C.C. Muhlfield, 2013, Multiscale hydrogeomorphic influences on bull trout (*Salvelinus confluentus*) spawning habitat. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, volume 72, pages 514-526, <http://dx.doi.org/10.1139/cjfas-2013-0534>.
- Belanger, T.V., and M.T. Montgomery, 1992, Seepage meter errors. *Limnology and Oceanography*, volume 37, number 8, pages 1787–1795.
- Bencala, K.E., and R.A. Walters, 1983, Simulation of solute transport in a mountain pool and riffle stream. *Water Resources Research*, volume 19, number 3, pages 718–724.
- Bencala, K. E., M.N. Gooseff, and B.A. Kimball, 2011, Rethinking hyporheic flow and transient storage to advance understanding of stream catchment connections. *Water Resources Research*, volume 47, WH00H03, [doi: 10.1029/2010WR010066](https://doi.org/10.1029/2010WR010066).

- Bhaskar, A.S., J.W. Harvey, and E.J. Henry, 2012, Resolving hyporheic and groundwater components of streambed water flux using heat as a tracer. *Water Resource Research*, volume 48, W08524, [doi: 10.1029/2011WR011784](https://doi.org/10.1029/2011WR011784).
- Bisson, P.A., J.M. Buffington, and D.R. Montgomery, 2006, Valley Segments, Stream Reaches and Channel Units, *in* *Methods in Stream Ecology*, second edition, F. R. Hauer and G. A. Lamberti, editors. Elsevier, pages 23-49.
- Blanchfield, P.J., and M.S. Ridgeway, 1996, Use of seepage meters to measure ground water flow at brook trout redds. *Transactions of the American Fishery Society*, volume 125, pages 813–818.
- Boano, F., A.I. Packman, A. Cortis, R. Revelli, and L. Ridolfi, 2007, A continuous time random walk approach to the stream transport of solutes. *Water Resources Research*, volume 33, W10425, [doi: 10.1029/2007WR006062](https://doi.org/10.1029/2007WR006062).
- Boano, F., J.W. Harvey, A. Marion, A.I. Packman, R. Revelli, L. Ridolfi, and A. Worman, 2014, Hyporheic flow and transport processes. Mechanisms, models, and biogeochemical implications, *Reviews of Geophysics*, volume 52, pages 603–679, [doi: 10.1002/2012RG000417](https://doi.org/10.1002/2012RG000417).
- Born, S.M., S.A. Smith, and D.A. Stephenson, 1974, *The Hydrologic Regime of Glacial Terrain Lakes, with Management and Planning Applications*. Upper Great Lakes Regional Commission, United States of America, 73 pages.
- Boulton, A.J., 2007, Hyporheic rehabilitation in rivers: restoring vertical connectivity. *Freshwater Biology*, volume 52, pages 632-650.
- Boyle, D.R., 1994, Design of a seepage meter for measuring ground water fluxes in the nonlittoral zone of lakes—evaluation in a boreal forest lake. *Limnology and Oceanography*, volume 39, pages 670–681.
- Brezonik, P.L., and W.A. Arnold, 2011, *Water Chemistry: An Introduction to the Chemistry of Natural and Engineered Aquatic Systems*. Oxford University Press, Oxford, United Kingdom, 782 pages.
- Brodie, R., B. Sundaram, R. Tottenham, S. Hostetler, and T. Ransley, 2007, An overview of tools for assessing groundwater-surface water connectivity. Bureau of Rural Sciences, Canberra, Australia.
- Bryan, K., 1919, Classification of springs. *Journal of Geology*, volume 27, pages 522-561, <https://digitalcommons.unl.edu/usgsstaffpub/493/>.
- Buffington, J.M., D.R. Montgomery, and H.M. Greenberg, 2004, Basin-scale availability of salmonid spawning gravel as influenced by channel type and hydraulic roughness in mountain catchments. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, volume 61, pages 2085–2096, [doi: 10.1139/F04-141](https://doi.org/10.1139/F04-141).
- Burgess, R.M., S.B. Kane Driscoll, G. Allen Burton, Philip M. Gschwend, Upal Ghish, Danny Reible, Sungwoo Ahn, and Tim Thompson, 2016, *Laboratory, Field, and Analytical Procedures for Using Passive Sampling in the Evaluating of Contaminated Sediments: User's Manual*, United States Environmental Protection Agency,

- EPA/600/XX-15/071,
https://cfpub.epa.gov/si/si_public_file_download.cfm?p_download_id=528886&Lab=NHEERL.
- Buss, S., Z. Cal, B. Cardenas, J. Fieckenstein, D. Hannah, K. Heppell, P. Hulme, T. Ibrahim, D. Kaeser, S. Krause, D. Lawier, D. Lerner, J. Mant, I. Malcolm, G. Old, G. Parkin, R. Pickup, G. Pinay, J. Porter, G. Rhodes, A. Richie, J. Riley, A. Robertson, D. Sear, B. Shields, J. Smith, J. Tellam, and P. Wood, 2009, *The Hyporheic Handbook: A handbook on the groundwater-surface water interface and hyporheic zone for environment managers*. Integrated catchment science programme, Science report: SC050070, Environment Agency, Bristol, United Kingdom, 264 pages.
- Butler, J. J. Jr., 1997, *The Design, Performance and Analysis of Slug Test*. Lewis Publishers, Chemical Rubber Company (CRC) Press, Boca Raton, Florida, United States of America 253 pages.
- Butler, J. J., and J.M. Healey, 1998, Relationship between pumping-test and slug-test parameters: scale effect or artifact. *Ground Water*, volume 36, pages 305-313.
- Butler, J.J., E.J. Garnett, and J.M. Healey, 2003, Analysis of slug tests in formations of high hydraulic conductivity. *Ground Water*, volume 41, pages 620-630.
- Cable, J.E., W.C. Burnett, J.P. Chanton, D.R. Corbett, and P.H. Cable, 1997, Field evaluation of seepage meters in the coastal marine environment. *Estuarine and Coastal Shelf Science*, volume 45, pages 367–375.
- Cardenas, M.B., 2008a, The effect of river bend morphology on flow and timescales of surface water-groundwater exchange across pointbars. *Journal of Hydrology*, volume 362, number 1-2, pages 134–141.
- Cardenas, M.B., 2008b, Surface water-groundwater interface geomorphology leads to scaling of residence times. *Geophysical Research Letters*, volume 35, L08402, [doi: 10.1029/2008GL033753](https://doi.org/10.1029/2008GL033753).
- Cardenas, M.B., 2009, A model for lateral hyporheic flow based on valley slope and channel sinuosity. *Water Resources Research*, volume 45, W01501, [doi: 10.1029/2008WR007442](https://doi.org/10.1029/2008WR007442).
- Cardenas, M.B., 2015, Hyporheic zone hydrologic science: A historical account of its emergence and a prospectus. *Water Resources Research*, volume 51, pages 3601-3616, [doi: 10.1002/2015WR017028](https://doi.org/10.1002/2015WR017028).
- Cardenas, M.B., and J.L. Wilson, 2006, The influence of ambient groundwater discharge on exchange zones induced by current-bedform interactions. *Journal of Hydrology*, volume 331, pages 103-109.
- Cardenas, m B., and J.L. Wilson, 2007a, Dunes, turbulent eddies, and interfacial exchange with permeable sediments. *Water Resources Research*, volume 43, W08412, [doi: 10.1029/2006WR005787](https://doi.org/10.1029/2006WR005787).

- Cardenas, M.B., and J.L. Wilson, 2007b, Exchange across a sediment-water interface with ambient groundwater discharge. *Journal of Hydrology*, volume 346, number 3–4, pages 69–80, [doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.08.019](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.08.019).
- Cardenas, m B., and J.L. Wilson, 2007c, Effects of current-bed form induced fluid flow on the thermal regime of sediments. *Water Resources Research*, volume 43, W08431, [doi: 10.1029/2006WR005343](https://doi.org/10.1029/2006WR005343).
- Carling, P.A., P. Taylor, B.G. Hankin, and I.A. Benson, 1999, Fluid exchange and oxygen flux through salmonid redds. Research and Development Technical Report, W225, UK Environment Agency, Bristol, United Kingdom, 82 pages.
- Carter, V., 1996, Technical aspects of wetlands: wetland hydrology, water quality, and associated functions. National Water Summary on Wetland Resources, United States Geological Survey Water Supply Paper 2425, pages 35-48.
- Cedergren, H.R., 1997, Seepage, Drainage and Flow Nets, third edition. Wiley Professional Paperback Series, 496 pages.
- Cey, E.E., D.L. Rudolph, G.W. Parkin, and R. Aravena, 1998, Quantifying ground water discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology*, volume 210, pages 21–37.
- Chanton, J.P., W.C. Burnett, H. Dulaiova, D.R. Corbett, and M. Taniguchi, 2003, Seepage rate variability in Florida Bay Drive by Atlantic tidal height. *Biogeochemistry*, volume 66, pages 187–202.
- Cherkauer, D.S., and J.M. McBride, 1988, A remotely operated seepage meter for use in large lakes and rivers. *Groundwater*, volume 26, pages 165-171.
- Choi, J., J.W. Harvey, and M.H. Conklin, 2000, Characterizing multiple timescales of stream and storage zone interaction that affect solute fate and transport in streams. *Water Resources Research*, volume 36, pages 1511-1518, [doi: 10.1029/2000WR900051](https://doi.org/10.1029/2000WR900051).
- Choi, J., and J.W. Harvey, 2000, Quantifying time-varying ground-water discharge and recharge in wetlands of the northern Florida Everglades. *Wetlands*, volume 20, pages 500–511.
- Coleman, R.L., C.N. Dahm, 1990, Stream geomorphology: effects on periphyton standing crop and primary production. *Journal of the North American Benthological Society*, volume 9, pages 293-302.
- Combalicer, E.A., S.H. Lee, S. Ahn, D.Y. Kim, and S. Im, 2008, Comparing groundwater recharge and base flow in the Bukmoongol small-forested watershed, Korea. *Journal of Earth System Science*, volume 117, number 5, pages 553-366.
- Conant, B. Jr., 2004, Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperature. *Ground Water*, volume 42, number 2, pages 243–257.
- Conant, B.C. Jr., C.E. Tobinson, M.J. Hinton, and H.A.J. Russell, 2019, A framework for conceptualizing groundwater-surface water interactions and identifying potential

- impacts on water quality, water quantity, and ecosystems. *Journal of Hydrology*, volume 574, pages 609-627.
- Connor, J.N., and T.V. Belanger, 1981, Ground water seepage in Lake Washington and the Upper St. Johns Basin, Florida. *Water Resources Bulletin*, volume 17, pages 799–805.
- Constantz, J., C.L. Thomas, and G. Zellweger, 1994, Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. *Water Resources Research*, volume 30, pages 3253–3264.
- Constantz, J., and C.L. Thomas, 1997, Streambed temperatures profiles as indicators of percolation characteristics beneath arroyos in the Middle Rio Grande Basin, USA. *Hydrologic Processes*, volume 11, number 12, pages 1621–1634.
- Constantz, J., 1998, Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in alpine streams. *Water Resources Research*, volume 34, number 7, pages 1609–1616.
- Constantz, J., J. Jasperse, D. Seymour, and G. Su, 2002a, Use of temperature to estimate streambed conductance, Russian River, California, *Ground Water/Surface Water Interactions*. American Water Resources Association Specialty Conference, pages 595-600.
- Constantz, J., A.E. Stewart, R.G. Niswonger, and L. Sarma, 2002b, Analysis of temperature profiles for investigating stream losses beneath ephemeral channels. *Water Resources Research*, volume 38, number 12, pages 52-1 to 52-13.
- Constantz, J., 2008, Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research*, volume 44, W00D10, [doi: 10.1029/2008WR006996](https://doi.org/10.1029/2008WR006996).
- Cook, P.G., and A.L. Herczeg, 2000, *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Springer, 529 pages.
- Cornett, R.J., B.A. Risto, and D.R. Lee, 1989, Measuring groundwater transport through lake sediments by advection and diffusion. *Water Resources Research*, volume 25, number 8, pages 1815-1823.
- Cowardin, L.M., V. Carter, F.C. Golet, and E.T. LaRoe, 1979, *Classification of wetlands and deepwater habitats of the United States*. FWS/OBS-79/31, United States Fish and Wildlife Service, Washington, D.C., 103 pages.
- Cox, S.E., F.W. Simonds, L. Doremus, R.L. Huffman, and R.M. Defawe, 2005, *Groundwater/surface water interactions and quality of discharging groundwater in streams of the Lower Nooksack River basin, Whatcom County, Washington*. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5255, 46 pages.
- Cuthbert, M.O., and R. Mackay, 2013, Impacts of non-uniform flow on estimates of vertical streambed flux. *Water Resources Research*, volume 49, number 1, pages 19–28, [doi: 10.1029/2011WR011587](https://doi.org/10.1029/2011WR011587).
- Datry, T., and S.T. Larned, 2008, River flow controls ecological processes and invertebrate assemblages in subsurface flowpaths of an ephemeral river reach. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, volume 65, pages 1532-1544.

- Diehl, J.C., 2004, Hydrogeological characteristics and groundwater/river exchange in a gravel dominated floodplain Middle Fork of the Flathead River northwestern Montana. Master of Science Thesis, Department of Geosciences, University of Montana, 151 pages.
- Diersch, Hans-Joerg G., 2014, FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Medi., Springer, 996 pages.
- Dingman, S.L., 1994, Physical Hydrology: Macmillan Publishing Company, 575 pages.
- Domenico, P.A., and F.W. Schwartz, 2000, Physical and Chemical Hydrogeology. Wiley, New York.
- Donato, M.M., 1998, Surface-Water/ground-Water Relations in the Lemhi River Basin, East-Central Idaho. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98-4185, 20 pages.
- Drever, J.I., 1997, The geochemistry of natural waters: Surface and groundwater environments, third edition. Pearson, 436 pages.
- Dumouchelle, D.H, 2001, Evaluation of ground-water/surface-water relations, Chapman Creek, West-Central Ohio, by means of multiple methods. United States Geological Survey Water-Resources Investigation Report 01-4202, 13 pages.
- Duque, C., C.J. Russoniello, and D.O. Rosenberry, 2020, History and evolution of seepage meters for quantifying flow between groundwater and surface water: Part 2-marine settings and submarine groundwater discharge. Earth-Science Reviews, 204, 103168, Elsevier, 12 pages, [doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103168](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103168).
- Erickson, D.R., 1981, A study of littoral ground water seepage at Williams Lake, Minnesota, using seepage meters and wells. Master of Science Thesis, University of Minnesota, USA, 153 pages.
- Fetter, C.W., 2001, Applied Hydrogeology, fourth edition. Prentice Hall, New Jersey, USA, 598 pages.
- Fisher, S.G., N.B. Grimm, E. Martí, R.M. Holmes, B.J. Jeremy Jr., 1998, Material spiraling in stream corridors. a telescoping ecosystem model, Ecosystems, volume 1, pages 19-34.
- Freeman, L.A., M.C. Carpenter, D.O. Rosenberry, J.P. Rousseau, R. Unger, and J.S. McLean, 2004, Use of submersible pressure transducers in water-resources investigations. Chapter A3, United States Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, Book 8.
- Freeze, R.A., and J.A. Cherry, 1979, Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 604 pages.
- Fretwell, J.E., Williams, J.S., and Redman, P.J., 1996, National water summary on wetland resources. United States Geological Survey Water Supply Paper 2425, [doi: 10.3133/wsp2425](https://doi.org/10.3133/wsp2425).
- Fritts, C.R., 2012, Groundwater Science, second edition. Academic Press, 692 pages.

- Fryar, A.E., E.J. Wallin, and D.L. Brown, 2000, Spatial and temporal variability in seepage between a contaminated aquifer and tributaries to the Ohio River. *Ground Water Monitoring Remediation*, volume 20, pages 129–146.
- Glose, A.M., L.K. Lautz, and E.A. Baker, 2017, Stream heat budget modeling with HFLUX: model development, evaluation, and application across and contrasting sites and seasons. *Environmental Modelling and Software*, volume 92, pages 217–228, [doi: 10.1016/j.envsoft.2017.02.021](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.02.021).
- Google Earth, 2015, 46 17'49.62 N 112 43'36.41 W Clark Fork River, Montana, United State of America, accessed 6/25/15.
- Gooseff, M.N., D.M. McKnight, R.L. Runkel, and B.H. Vaughn, 2003a, Determining long time-scale hyporheic flow paths in Antarctic streams. *Hydrological Processes*, volume 17, pages 1691–1710.
- Gooseff, M.N., S.M. Wondzell, R. Haggerty, and J. Anderson, 2003b, Comparing transient storage modeling and residence time distribution (RTD) analysis in geomorphologically varied reaches in the Lookout Creek basin, Oregon USA. *Advances in Water Resources*, volume 26, pages 925–937.
- Gooseff, M.N., J.K. Anderson, S.M. Wondzell, J. LaNier, and R. Haggerty, 2006, A modeling study of hyporheic exchange pattern and the sequence, size and spacing of stream bedforms in mountain stream networks, Oregon, USA. *Hydrological Processes*, volume 20, number 11, pages 2443–2457.
- Gordon, R.P., L.K. Lautz, M.A. Briggs, and J.M. McKenzie, 2012, Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX Method and computer program. *Journal of Hydrology*, volume 420, pages 142–158.
- Goto, S., M. Yamano, and M. Kinoshita, 2005, Thermal response of sediment with vertical fluid flow to periodic temperature variation at the surface. *Journal of Geophysical Research*, volume 110, B01106, [doi: 10.1029/2004JB003419](https://doi.org/10.1029/2004JB003419).
- Greig, S.M., D.A. Sear, and P.A. Carling, 2007, Review of factors influencing the availability of dissolved oxygen to incubating salmon embryos. *Hydrological Processes*, volume 21, pages 323–334.
- Haggerty, R., S.A. McKenna, and L.C. Meigs, 2000, On the late-time behavior of tracer test breakthrough curves. *Water Resources Research*, volume 36, number 12, pages 3467–3479, [doi: 10.1029/2000WR900214](https://doi.org/10.1029/2000WR900214).
- Haggerty, R., and P.C. Reeves, 2002, STAMMT-L 1.0, Formulation and User's guide, Technical Report ERMS #520308, Sandia National Laboratory, Albuquerque, New Mexico, United States of America.
- Haggerty, R., E. Martí, A. Argerich, D. von Schiller, and N.B. Grimm, 2009, Resazurin as a “smart” tracer for quantifying metabolically active transient storage in stream ecosystems, *Journal of Geophysical Research*, volume 114, G03014, [doi: 10.1029/2008JG000942](https://doi.org/10.1029/2008JG000942).

- Hannula, S.R., K.J. Esposito, J.A. Chermak, D.D. Runnells, D.C Keith, and L.E. Hall, 2003, Estimating ground water discharge by hydrograph separation. *Ground Water*, volume 41, number 3, pages 368-375.
- Harvey Judson W., and Kenneth E. Bencala, 1993, The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resources Research*, volume 29, issue 1, pages 89-98, <https://doi.org/10.1029/92WR01960>↗.
- Harvey, F.E., D.R. Lee, D.L. Rudolph, and S.K. Frape, 1997, Locating groundwater discharge in large lakes using bottom sediment electrical conductivity mapping. *Water Resources Research*, volume 33, number 11, pages 2609-2615.
- Harvey, J.W., and C.C. Fuller, 1998, Effect of enhanced manganese oxidation in the hyporheic zone on basin-scale geochemical mass balance. *Water Resources Research*, volume 34, pages 623–636, [doi: 10.1029/97WR03606](https://doi.org/10.1029/97WR03606)↗.
- Harvey, F.E., and D.R. Lee, 2000, Discussion of “The effects of bag type and meter size on seepage meter measurements”. *Ground Water*, volume 38, pages 326–328.
- Harvey, J.W., M.H. Conklin, and R.S. Koelsch, 2003, Predicting changes in hydrologic retention in an evolving semiarid alluvial stream. *Advances in Water Resources*, volume 26, pages 939–950.
- Hatch, C.E., A.T Fisher, J.S. Revenaugh, J. Constantz, and C. Ruehl, 2006, Quantifying surface water–groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. *Water Resources Research*, volume 42, W10410, [doi: 10.1029/2005WR004787](https://doi.org/10.1029/2005WR004787)↗.
- Hauer, F.R., and G.A. Lamberti, editors, 2017, *Methods in Stream Ecology*, third edition, volume 1. Academic Press, Elsevier Incorporated, Burlington, MA, 886 pages.
- Hays, J.R., 1966, *Mass Transport Phenomena in Open Channel Flow*. Doctor of Philosophy Dissertation, Department of Chemical Engineering, Vanderbilt University, Nashville, Tennessee.
- Healy, R.W., and A.D. Ronan, 1996, Documentation of the computer program VS2DH for simulation of energy transport in variably saturated porous media-modification of the United States Geological Survey’s computer program VS2DT. United States Geological Survey Water-Resources Investigation Report 96-4230, 36 pages.
- Healy, R.W., T.C. Winter, J.W. LaBaugh, and O.L. Franke, 2007, *Water budgets: foundations for effective water-resources and environmental management*. United States Geological Survey Circular 1308, 90 pages.
- Heaney, M. J., J.E. Nyquist, and L. Toran, 2007, Marine resistivity as a tool for characterizing zones of seepage at Lake Lacawac, PA. Conference Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, [doi: 10.4133/1.2924642](https://doi.org/10.4133/1.2924642)↗.
- Hinton, M.J., 2014, Groundwater-Surface Water Interactions in Canada, *in Canada’s Groundwater Resources*, editors, Rivera, A., Fitzhenry and Whiteside, Brighton Massachusetts, pages 151-185.

- Hoehm, E., and O.A. Cirpka, 2006, Assessing residence times of hyporheic ground water in two alluvial flood plains of the Southern Alps using water temperature and tracers. *Hydrological Earth Systems Science*, volume 10, pages 553-563.
- Hornberger, G.M., J.P. Raffensperger, and K.N. Eshleman, 1998, *Elements of Physical Hydrology*. Johns Hopkins University Press, 312 pages.
- Hsieh, P.A., W. Wingle, and R.W. Healy, 2000, VS2DI—a graphical software package for simulating fluid flow and solute or energy transport in variably saturated porous media. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4130, 16 pages.
- Hvorslev, M. J., 1951, Time Lag and Soil Permeability in Ground Water Observations. United States Army Corps of Engineers, Bulletin 36, Waterways Experimentation Station, Vicksburg, Mississippi, United States of America.
- Isiorho, S.A., and G. Matisoff, 1990, Ground water recharge from Lake Chad. *Limnology and Oceanography*, volume 35, pages 931-938.
- Isiorho, S.A., and J.H. Meyer, 1999, The effects of bag type and meter size on seepage meter measurements. *Ground Water*, volume 37, number 3, pages 411-413.
- Israelsen, O.W., and R.C. Reeve, 1944, Canal lining experiments in the delta area, Utah. Utah Agricultural Experiment Station, Technical Bulletin 313, Logan, Utah.
- Jackman, A.P., R.A. Walters, and V.C. Kennedy, 1984, Transport and concentration controls for chloride, strontium, potassium and lead in Uvas Creek, a small Cobble-Bed Stream in Santa Clara County, California, U.S.A, Part 2: Mathematical Modeling. *Journal of Hydrology*, volume 75, pages 111-141.
- Jackman, A.P., F.J. Triska, and J.H. Duff, 1997, Hydrologic examination of ground water discharge into the upper Shingobee River. United States Geological Survey Water Resources Investigations Report 96-4215, pages 137-147.
- Jiao, J. and V. Post, 2019, *Coastal Hydrogeology*. Cambridge University Press, New York, 418 pages.
- John, P.H., and M.A. Lock, 1977, The spatial distribution of ground water discharge into the littoral zone of a New Zealand Lake. *Journal of Hydrology*, volume 33, pages 391-395.
- Johnson, A.N., B.R. Boer, W.W. Woessner, J.A. Stanford, G.C. Poole, S.A. Thomas, and S.J. O'Daniel, 2005, Evaluation of an inexpensive small-diameter temperature logger for documenting ground water-river interactions. *Groundwater and Remediation*, volume 25, Issue 4, pages 101-105.
- Katz, B.G., T.B. Coplen, T.D. Bullen, and H.J. Davis, 1997, Use of chemical and isotopic tracers to characterize the interactions between ground water and surface water in mantled karst. *Ground Water*, volume 35, number 6, pages 1014-1028.
- Keery, J., A. Binley, N. Crook, and J.W.N. Smith, 2007, Temporal and spatial variability of groundwater-surface water fluxes: Development and application of an analytical

- method using temperature time series. *Journal of Hydrology*, volume 336, number 1–2, pages 1–16.
- Kennedy, C.D., L.C. Murdoch, D.P. Genereux, D.R. Corbett, K. Stone, P. Pham, and H. Mitasova, 2010, Comparison of Darcian flux calculations and seepage meter measurements in a sandy streambed in North Carolina, United States. *Water Resources Research*, volume 46, W09501, [doi: 10.1029/2009WR008342](https://doi.org/10.1029/2009WR008342) ↗.
- Kennedy, C.S.C., 2017, Groundwater-surface water interactions in the discrete fracture networks of bedrock rivers. Doctor of Philosophy Dissertation, Environmental Sciences, University of Guelph, Canada, 155 pages.
- Kilpatrick, F.A., 1970, Dosage requirements for slug injections of Rhodamine BA and WT dyes, in *Geological Survey Research*. United States Geological Professional Paper 700-B, pages B250-B253.
- Kilpatrick, F.A., and E.D. Cobb, 1985, Measurement of discharge using tracers. *Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey*, Book 3, Chapter A16.
- Kim, B.K.A., A.P. Jackman, and F.J. Triska, 1992, Modeling biotic uptake by periphyton and transient hyporheic storage of nitrate in a natural stream. *Water Resources Research*, volume 28, pages 2743–2752, [doi: 10.1029/92WR01229](https://doi.org/10.1029/92WR01229) ↗.
- Kimball, B. A., R.L. Runkel, T.E. Cleasby, and D.A. Nimick, 2004, Quantification of Metal Loading by Tracer Injection and Synoptic Sampling, 1997–98. United States Geological Survey Professional Paper 1652, pages 191–262.
- Kish, G.R., C.E. Stringer, M.T. Stewart, M.C. Rains, and A.E. Torres, 2010, A geochemical mass-balance method for base-flow separation, Upper Hillsborough, River Watershed, West-Central Florida, 2003-2005 and 2009. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5092, 33 pages.
- Lamberti, G.A., and F.R. Hauer, editors, 2017, *Methods in Stream Ecology*, third edition, volume 2. Academic Press, Elsevier Incorporated, Burlington, Massachusetts, 886 pages.
- Landon, M. K., D.L. Rus, and F.E. Harvey, 2001, Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds, *Ground Water*, volume 39, number 6, pages 870–885, [doi: 10.1111/j.1745-6584.2001.tb02475.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb02475.x) ↗.
- Langhoff, J.H., K.R. Rasmussen, and S. Christensen, 2005, Quantification and regionalization of groundwater–surface water interaction along an alluvial stream. *Journal of Hydrology*, volume 320, pages 342-358.
- Lee, D.R., 1972, Septic Tank Nutrients in Groundwater Entering Lake Sallie, Minnesota. Master of Science Thesis, University of North Dakota, 96 pages.
- Lee, D.R., 1977, A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography*, volume 22, number 1, pages 140–147.

- Lee, D.R., and H.B. Hynes, 1977, Identification of ground water discharge zones in a reach of Hillman Creek in Southern Ontario. *Water Pollution Resources Canada*, volume 13, pages 121–133.
- Lee, D.R., and J.A. Cherry, 1978, A field exercise on groundwater flow using seepage meters and mini-piezometers. *Journal of Geological Education*, volume 27, pages 6–10.
- Lee, D.R., 1985, Method for locating sediment anomalies in lakebeds that can be caused by groundwater flow. *Journal of Hydrology*, volume 79, pages 187-193.
- Lee, D.R., R. Dal Bianco, and M. St. Aubin, 1993, Locating groundwater discharge zones using electrical conductivity. Paper presented at Outdoor Action Conference. National Water Well Association, Las Vegas, May 25-27, 1993.
- Lehner, B., and P. Döll, 2004, Development and validation of a global database of lakes, reservoirs, and wetlands. *Journal of Hydrology*, volume 296, pages 1–22.
- Lesack, L.F., 1995, Seepage exchange in an Amazon floodplain lake. *Limnology and Oceanography*, volume 40, pages 598–609.
- Liao, Z., and O.A. Cirpka, 2011, Shape-free inference of hyporheic traveltime distributions from synthetic conservative and “smart” tracer tests in streams. *Water Resources Research*, volume 47, W07510, [doi: 10.1029/2010WR009927](https://doi.org/10.1029/2010WR009927).
- Liao, S., D. Lemek, K. Osenbruck, and O.A. Cirpka, 2013, Modeling and inverting reactive stream tracers undergoing two-site sorption and decay in the hyporheic zone. *Water Resources Research*, volume 49, pages 3406-3422, [doi: 10.1002.WRCR.20276](https://doi.org/10.1002.WRCR.20276).
- Libelo, E.L., and W.G. MacIntyre, 1994, Effects of surface-water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface. *Applied Hydrogeology*, volume 2, number 4, pages 49–54.
- Lien, B.K., and Ford, R.G., 2014, Quantifying seepage flux using sediment temperatures. U.S. Environmental Protection Agency, EPA/600/R-15/454, 23 pages, <https://nepis.epa.gov/Exe/ZyPDF.cgi/P100MP4G.PDF?Dockey=P100MP4G.PDF>.
- Loustaunau, K. P., 2003, Transport and fate of methyl tertiary butyl ether (MTBE) in a floodplain aquifer and a stream interface, Ronan, Montana. Master of Science Thesis, Department of Geosciences, University of Montana, Missoula, 86 pages.
- Lucius, M.A., 2016, Creating a water and nutrient budget for Lake Trafford, FL, USA. Unpublished Master of Science Thesis, Florida Gulf Coast University, College of Arts and Sciences, 129 pages.
- Malcolm, I.A., C. Soulsby, A.F. Youngson, and D.M. Hanna, 2005, Catchment-scale controls on groundwater -surface water interactions in the hyporheic zone: Implications for salmon embryo survival. *River Research and Applications*, volume 21, number 9, pages 977-989.

- Marion, A., M. Zaramella, and A. Bottacin-Busolin, 2008, Solute transport in rivers with multiple storage zones: The STIR model. *Water Resources Research*, volume 44, W10406, [doi: 10.1029/2008WR007037](https://doi.org/10.1029/2008WR007037).
- McBride, J.M., 1987, Measurement of ground water flow to the Detroit River, Michigan and Ontario: Milwaukee, Wisconsin. Master of Science Thesis, University of Wisconsin–Milwaukee.
- McBride, M. S., and H.O. Pfankuch, 1975, The distribution of seepage within lakebeds. *Journal of Research United States Geological Survey*, volume 3, number 5, pages 505-512.
- Meyer, J.L., 1997, Stream health: incorporating the human dimension to advance stream ecology. *Journal of the North American Benthological Society*, volume 16, number 2, pages 439-447.
- Meyboom, P., 1961, Estimating groundwater recharge from stream hydrographs. *Journal of Geophysical Research*, volume 66, pages 1203-1214.
- Mitsch, W.J., and J.G. Gosselink, 2000, *Wetlands*, third edition. Wiley, New York, 920 pages.
- Moore, G.K., 1992, Hydrograph analysis in a fractured rock terrane. *Ground Water*, volume 30, number 3, pages 390-395.
- Murdoch, L.C., and S.E. Kelly, 2003, Factors affecting the performance of conventional seepage meters. *Water Resources Research*, volume 39, number 6, 1163, [doi: 10.1029/2002WR001347](https://doi.org/10.1029/2002WR001347).
- Mwakanyamale, K., L. Slater, F. Day-Lewis, M. Elwaseif, and C. Johnson, 2012, Spatially variable stage-driven groundwater-surface water interactions inferred from time-frequency analysis of distributed temperature sensing data. *Geophysical Research Letters*, volume 39, L06401, [doi: 10.1029/2011GL050824](https://doi.org/10.1029/2011GL050824).
- Neff, B.P., S.M. Day, A.R. Piggott, and L.M. Fuller, 2005, Base Flow in the Great Lakes Basin. *United States Geological Survey Scientific Investigations Report*, 2005-5217, 23 pages.
- O'Connor, B.L., M. Hondzo, and J.W. Harvey, 2010, Predictive modeling of transient storage and nutrient uptake. *Journal of Hydraulic Engineering*, volume 136, number 12.
- OSU, Oregon State University, 2020, website on Fiber optic cable installation in the John Day, Oregon, accessed September 8, 2020. <https://ctemps.org/feature-story/fiber-optic-cable-installation-john-day-oregon>.
- Paulsen, R.J., C.F. Smith, D. O'Rourke, and T.F. Wong, 2001, Development and evaluation of an ultrasonic ground water seepage meter. *Ground Water*, volume 39, pages 904-911.
- Pepin, D.M., F.R. Hauer, 2002, Benthic responses to groundwater-surface water exchange in two alluvial rivers. *Journal of the North American Benthological Society*, volume 21, pages 370-383.

- Pierce, A.A., B.L. Parker, R. Ingleton, and J.A. Cherry, 2018, Novel well completions in small diameter coreholes created using portable rock drills. *Groundwater Monitoring and Remediation*, volume 38, number 1, pages 43-55.
- Plummer, L.N., 1993, Environmental tracers for water movement in desert soils of the American southwest. *Soil Science Society of American Journal*, volume 56, number 1, pages 15-24.
- Plummer, L.N., E. Busenberg, J.K. Böhlke, D.L. Nelms, R.L. Michel, and P. Schlosser, 2001, Groundwater residence times in Shenandoah National Park, Blue Ridge Mountains, Virginia, USA – A multi-tracer approach. *Chemical Geology*, volume 179, pages 93–111.
- Poole, G.C., S.J. O’Daniel, K.L. Jones, W.W. Woessner, E.S. Bernhardt, A.M. Helton, J.A., Stanford, B.R. Boer, and T.J. Beechie, 2008, Hydrologic spiralling: the role of multiple interactive flow paths in stream ecosystems. *River Research and Applications*, volume 24, pages 1018–1031.
- Renken, R.A., K.L. Cunningham, M.R. Zygnerski, M.A. Wacker, A.M. Shapiro, R.W. Harvey, D.W. Metge, C.L. Osborn, and J.N. Ryan, 2005, Assessing the vulnerability of a municipal well field to contamination in a karst aquifer, *Environmental and Engineering Geoscience*, volume 11, number 4, pages 319–331.
- Rivett, M.O., Ellis, P.A., Greswell, R.B., Ward, R.S., Roche, R.S., Cleverly, M.G., C. Walker, D. Conran, P.J. Fitzgerald, T. Willcow, and J. Dowle, 2008, Cost-effective mini drivepoint piezometers and multilevel samplers for monitoring the hyporheic zone. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, volume 41, pages 49-60.
- Roberts, M., and K. Warren, 1999, North Fork Blackfoot River Hydrologic Analysis. Montana Department of Natural Resources and Conservation, Helena, Montana, United States of America, 36 pages.
- Robertson, D.M., W.J. Rose, and H.S. Garn, 2003, Water quality and the effects of changes in phosphorous loading, Red Cedar Lakes, Barron and Washburn Counties, Wisconsin. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 03-4238, 42 pages.
- Rosenberry, D.O., 2000, Unsaturated-zone wedge beneath a large, natural lake. *Water Resources Research*, volume 36, number 12, pages 3401–3409.
- Rosenberry, D.O., 2005, Integrating seepage heterogeneity with the use of ganged seepage meters. *Limnology Oceanography*, Method 3, pages 131-142.
- Rosenberry, D.O., C. Duque, and D.R. Lee, History and evolution of seepage meters for quantifying flow between groundwater and surface water: Part 1 – Freshwater settings. *Earth-Science Reviews*, volume 204, [doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103167](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103167) .
- Rosenberry, D.O., and J.W. LaBaugh, 2008, Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water. United States Geological Survey Techniques and Methods 4–D2, 128 pages.

- Rosenberry, D.O., J.W. LaBaugh, and R.J. Hunt, 2008, Use of monitoring wells, portable piezometers, and seepage meters to quantify flow between surface water and ground water, *in* Rosenberry, D.O. and J.W. LaBaugh, editors, Chapter 2 of *Field Techniques for Estimating Water Fluxes between Surface Water and Ground Water*. United States Geological Survey, *Techniques and Methods 4-D2*, pages 39-70.
- Rosenberry, D.O. and M.A. Menheer, 2006, A system for calibrating seepage meters used to measure flow between ground water and surface water. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2006-5053, 21 pages.
- Rosenberry, D.O., and R.H. Morin, 2004, Use of an electromagnetic seepage meter to investigate temporal variability in lake seepage. *Groundwater*, volume 42, pages 68-77.
- Rorabaugh, M.I., 1964, Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow. *International Association of Scientific Hydrology*, Publication 63, pages 432-441.
- Rorabaugh, M.I., and W.D. Simons, 1966, Exploration of methods relating ground water to surface water, Columbia River basin--second phase. United States Geological Survey Open-File Report, 62 pages.
- Runkel, R. L., 1998, One-Dimensional Transport with Inflow and Storage (OTIS): A solute transport model for streams and rivers. United States Geological Survey Water Resources, Investigation Report, 98-4018, 73 pages.
- Runkel, R.L., 2002, A new metric for determining the importance of transient storage. *Journal of the North American Benthological Society*, volume 21, pages 529-543.
- Runkel, R. L., and S.C. Chapra, 1993, An efficient numerical solution of the transient storage equations for solute transport in small streams. *Water Resources Research*, volume 29, pages 211–215, [doi: 10.1029/92WR02217](https://doi.org/10.1029/92WR02217).
- Runkel, R.L., D.M. McKnight, and E.D. Andrews, 1998, Analysis of transient storage subject to unsteady flow: Diel flow variation in an Antarctic stream. *Journal of the North American Benthological Society*, volume 17, pages 143-154.
- Russoniello, C.J., and H.A. Michael, 2015, Investigation of seepage meter measurements in steady flow and wave conditions. *Ground Water*, volume 53, number 6, pages 959-966.
- Rutledge, A.T., 1993. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 93-4121, 45 pages.
- Rutledge, A.T., 1998, Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records—Update. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98–4148, 43 pages, [doi: 10.3133/wri984148](https://doi.org/10.3133/wri984148).

- Rutledge, A.T., 2000, Considerations for use of the RORA program to estimate ground-water recharge from streamflow records. United States Geological Survey Open-File Report 2000-156, 44 pages, <http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr00-156/>.
- Rutledge, A.T., 2002, User Guide for the PULSE Program: Open-File Report 2002-455, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr02455>.
- Rutledge, A.T., 2005a, Appropriate use of the Rorabaugh model to estimate groundwater recharge. *Ground Water*, volume 43, issue 3, pages 292-293. [doi 10.1111/j.1745-6584.2005.0022x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0022x).
- Rutledge, A.T., 2005, Program user guide for PART, <http://water.usgs.gov/ogw/part/User.ManualPART.pdf>.
- Rutledge, A.T., 2007a, A program user guide for PART, <http://water.usgs.gov/ogw/part/UserManualPART.pdf>.
- Rutledge, A.T., 2007b, Update on the use of the RORA program for recharge estimation. *Ground Water*, volume 45, number 3, pages 374–382.
- Sack, L.A., A. Swancar, and T.M. Lee, 1998, Estimating Ground-water exchange with lakes using water-budget and chemical mass-balance approaches of Ten Lakes in ridge areas of Pol and Highlands Counties, Florida. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98-4133, 52 pages.
- Schmidt, C., B. Conant Jr., M. Bayer-Raich, and M. Schirmer, 2007, Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures. *Journal of Hydrology*, volume 341, number 3-4, pages 292–307.
- Schwartz, F.W., and H. Zhang, 2003, *Fundamentals of Ground Water*. Wiley, 592 pages.
- Sebestyen, S.D., and R.L. Schneider, 2001, Dynamic temporal patterns of nearshore seepage flux in a headwater Adirondack Lake. *Journal of Hydrology*, volume 247, pages 137–150.
- Selker, J.S., L. Thévenaz, H. Huwald, A. Mallet, W. Luxemburg, N. van de Giesen, M. Stejskal, J. Zeman, M. Westhoff, and M.B. Parlange, 2006, Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research*, volume 42, W12202, [doi: 10.1029/2006WR005326](https://doi.org/10.1029/2006WR005326).
- Shaw, R.D., and E.E. Prepas, 1989, Anomalous, short-term influx of water into seepage meters. *Limnology and Oceanography*, volume 34, number 7, pages 1343–1351.
- Shaw, R.D., and E.E. Prepas, 1990a, Ground water-lake interactions - I. Accuracy of seepage meter estimates of lake seepage. *Journal of Hydrology*, volume 119, pages 105–120.
- Shaw, R.D., and E.E. Prepas, 1990b, Ground water-lake interactions - II. Nearshore seepage patterns and the contribution of ground water to lakes in central Alberta. *Journal of Hydrology*, volume 112, pages 121–136.
- Shinn, E.A., C.D. Reich, and T.D. Hickey, 2002, Seepage meters and Bernoulli's revenge. *Estuaries*, volume 25, pages 126–132.

- Simonds, F.W., and K.A. Sinclair, 2002, Surface-water/ground-water interactions along the lower Dungeness River and vertical hydraulic conductivity of streambed sediments, Clallam County, Washington, September 1999–July 2001. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 02–4161, 60 pages.
- Smerdon, B.D., W.P. Gardner, G.A. Harrington, and S.J. Tickell, 2012, Identifying the contribution of regional groundwater to the baseflow of a tropical river (Daly River), Australia. *Journal of Hydrology*, 468-465, pages 107-115.
- Stenson, R., and A. Naugle, 2017, Evaluating contaminated groundwater discharges to surface water. Groundwater Resources Association Annual Conference, San Francisco Bay Regional Water Control Board.
- Sterrett, R. J., editor, 2008, *Groundwater and wells: third edition*. Johnson Division, St Paul, Minnesota, 812 pages.
- Stewart, M., J. Cimino, and M.A. Ross, 2007, Calibration of base flow separation methods with streamflow conductivity. *Ground Water*, volume 45, number 1, pages 17-27.
- Stonedahl, S.H., J.W. Harvey, and A.I. Packman, 2013, Interactions between hyporheic flow produced by stream meanders, bars, and dunes. *Water Resources Research*, volume 9, pages 5450–5461, [doi: 10.1002/wrcr.20400](https://doi.org/10.1002/wrcr.20400).
- Stonestrom, D.A., and J. Constantz, 2003, Heat as a tracer of water movement near streams, *in* Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water Near Streams, Stonestrom, D.A., and J. Constantz, editors, United States Geological Survey Circular 1260, Reston, Virginia, pages 1–6.
- Stonestrom, D.A., and J. Constantz, 2004, Using temperature to study stream-ground water exchanges. United States Geological Survey Fact Sheet 2004-3010.
- Storey, R.G., K.W.G. Howard, and D.D. Williams, 2003, Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a grainy stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research*, volume 39, number 2, [doi: 10.1029/2002WR001367](https://doi.org/10.1029/2002WR001367).
- Stubbington, R., P.J. Wood, A.J. Boulton, 2009, Low flow controls on benthic and hyporheic macroinvertebrate assemblages during a supra-seasonal drought. *Hydrological Processes*, volume 23, pages 2252-2264.
- Stumm, W., and J.J. Morgan, 1996, *Aquatic chemistry*, third edition. John Wiley and Sons, New York, 1022 pages.
- Swanson, T.E., and M.B. Cardenas, 2011, Ex-Stream: A MATLAB program for calculating fluid flux through sediment-water interfaces based on steady and transient temperature profiles. *Computational Geoscience*, volume 37, number 10, pages 1664–1669.
- Taniguchi, M., and Y. Fukuo, 1993, Continuous measurements of ground-water seepage using an automatic seepage meter. *Ground Water*, volume 31, number 4, pages 675–679.

- Taniguchi, M., 2002, Tidal effects on submarine groundwater discharge into the ocean. *Geophysical Research Letters*, volume 29, number 12, pages 2-1 – 2-3, [doi: 10.1029/2002GL014987](https://doi.org/10.1029/2002GL014987).
- Thackston, E.L, and K.B. Schnelle, 1970, Predicting the effects of dead zones on stream mixing. *Journal of the Sanitary Engineering Division, American Society of Civil Engineers*, volume 96, pages 319-331.
- Tiedeman, C.R., D.J. Goode, and P.A. Hsieh, 1997, Numerical simulation of ground-water flow through glacial deposits and crystalline bedrock in the Mirror Lake area, Grafton County, New Hampshire. *United States Geological Survey Professional Paper 1572*, 50 pages.
- Tiner, R.W., 1996, *in* National Water Summary on Wetland Resources, Washington, D.C. United States Geological Survey Water, Supply Paper 2445, 431 pages.
- Todd, D.K, and L.W. Mays, 2004, *Groundwater hydrology*, third edition. Wiley, 656 pages.
- Tonina, D., and J.M. Buffington, 2007, Hyporheic exchange in gravel bed rivers with pool-riffle morphology: Laboratory experiments and three-dimensional modeling. *Water Resources Research*, volume 43, W01421, [doi: 10.1029/2005WR004328](https://doi.org/10.1029/2005WR004328).
- Toran, L., J. Nyquist, D. Rosenberry, M. Gagliano, N. Mitchell, and J. Mikochik, 2014, Geophysical and hydrologic studies of lake seepage variability. *Ground Water*, volume 53, number 6, pages 841-850.
- Torres, N.T., P.C. Hauser, G. Furrer, H. Brandl, and B. Muller, 2013, Sediment porewater extraction and analysis combining filter tube samplers and capillary electrophoresis. *Journal of Environmental Monitoring*, volume 15, number 4, pages 715-720.
- Tóth, J., 1963, A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, volume 68, pages 4795–4812, [doi: 10.1029/JZ068i016p04795](https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04795).
- Turnipseed, D.P., and V.B. Sauer, 2010, Discharge measurements at gaging stations. *United States Geological Survey Techniques and Methods Book 3*, chapter A8, 87 pages. <http://pubs.usgs.gov/tm/tm3-a8/>.
- USEPA, United States Environmental Protection Agency, 2019, https://cfpub.epa.gov/watertrain/pdf/modules/new_streamcorridor.pdf.
- USGS, United States Geologic Survey, 2005, https://pubs.usgs.gov/sir/2005/5065/images/staff_gage.jpg.
- USGS, United States Geologic Survey, 2011, How Does a U.S. Geological Survey Streamgage Work? <https://pubs.usgs.gov/fs/2011/3001/pdf/fs2011-3001.pdf>.
- USGS, United States Geologic Survey, 2015, Uncovering the Mighty Mississippi's Natural Potential for Nitrogen Removal, <https://www.usgs.gov/news/uncovering-mighty-mississippi%E2%80%99s-natural-potential-nitrogen-removal>.
- USGS, United States Geological Survey, 2016, website on Fiber-Optic Distributed Temperature Sensing Technology, <https://water.usgs.gov/ogw/bgaf/fiber-optics/>.

- USGS, United States Geological Survey, 2019, Streamgage Diagram, <https://www.usgs.gov/media/images/usgs-streamgage-diagram>.
- USGS 2020, United States Geological Survey, website on Handheld Thermal Imaging Cameras for Groundwater/Surface-Water Interaction Studies, accessed September 8, 2020, <https://water.usgs.gov/ogw/bgas/thermal-cam/>.
- Valentine, E., and I. Wood, 1979, Experiments in longitudinal dispersion with dead zones. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, volume 105, pages 999–1016.
- Valett, H.M., S.G. Fisher, E.H. Stanley, 1990, Physical and chemical characteristics of the hyporheic zone of a Sonoran Desert stream. *Journal of the North American Benthological Society*, volume 9, pages 201-215.
- Valett, H.M., S.G. Fisher, N.B. Grimm, P. Camill, 1994, Vertical hydrologic exchange and ecological stability of a desert stream ecosystem. *Ecology*, volume 75, pages 548-560.
- Vanek, V., and D.R. Lee, 1991, Mapping submarine groundwater discharge areas-an example from Laholm Bay, southwest Sweden. *Limnology Oceanography*, volume 36, number 6, pages 1250-1262.
- Ward, A.S., 2016, The evolution and state of interdisciplinary hyporheic research. *Wiley Interdisciplinary Reviews Water*, volume 3, pages 83-103.
- Watson, I., and A.D. Burnett, 1993, *Hydrology: An environmental approach (theory and applications of ground water and surface water for engineers and geologists)*. Buchanan Books, Cambridge, 702 pages.
- Webb, B.W., D.M. Hannah, R.D. Moore, L.E. Brown, and R. Nobilis, 2008, Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes*, volume 22, pages 901–918, [doi: 10.1002/hyp.6994](https://doi.org/10.1002/hyp.6994).
- Weight, W.D., 2019, *Practical hydrogeology. Principles and field applications*, third edition. McGraw Hill, 800 pages.
- Winter, T.C., 1976, Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and groundwaters. *United States Geological Survey Professional Paper 1001*.
- Winter, T.C., 1978, Numerical simulation of steady-state three-dimensional groundwater flow near lakes. *Water Resources Research*, volume 14, pages 245-254.
- Winter, T.C., 1981, Uncertainties in estimating the water balance of lakes. *Water Resources Bulletin*, volume 17, pages 82-115.
- Winter, T. C., J.W. Harvey, O.L. Franke, and W.A. Alley, 1998, *Ground water and surface water: A single resource*. United States Geological Survey Circular, 1139, 79 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/cir1139>.
- Winter, T.C., J.W. LaBaugh, and D.O. Rosenberry, 1988, The design and use of a hydraulic potentiometer for direct measurement of differences in hydraulic head between groundwater and surface water. *Limnology and Oceanography*, volume 33, number 5, pages 1209–1214.
- Wisler, C.O., and E.F. Barter, 1959, *Hydrology*, second edition. John Wiley and Sons.

- Woessner, W.W., and K.E. Sullivan, 1984, Results of seepage meter and mini-piezometer study, Lake Mead, Nevada. *Ground Water*, volume 22, number 5, pages 561-568.
- Woessner, W.W., 1998, Changing views of stream-groundwater interaction, *in* Van Brahana, J., Y. Eckstein, L.W. Ongley, R. Schneider, and J.E. Moore, editors, *Proceedings of the Joint Meeting of the XXVIII Congress of the International Association of Hydrogeologists and the Annual Meeting of the American Institute of Hydrology*. American Institute of Hydrology, St. Paul, Minnesota, pages 1–6.
- Woessner, W.W., 2000, Stream and fluvial plain ground-water interactions: Re-scaling hydrogeologic thought. *Ground Water*, volume 38, number 3, pages 423–429.
- Woessner, W. W., 2017, Hyporheic Zones, *in* *Methods in Stream Ecology*, volume 1, third edition, F.R. Hauer and G.A. Lambers, editors, Academic Press-Elsevier, pages 129-157, [doi: 10.1016/B978-0-12-416558-8.00008-1](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-416558-8.00008-1).
- Woessner, W.W., and W.D. Weight, 2019, Chapter 10 Groundwater/Surface-Water Interaction, *in* *Practical Hydrogeology: Principles and Field applications*, third edition. McGraw Hill, pages 431-521.
- Woessner W.W., 2018, With permission various original figures and tables created for publications in 2018, william.woessner@umontana.edu.
- Woessner, W.W., 2019, With permission, various original figures and tables created for publications in 2019, william.woessner@umontana.edu.
- Woessner, W.W., 2020, With permission, various original figures and tables created for publications in 2020, william.woessner@umontana.edu.
- Wörman, A., 1998, Analytical solution and timescale for transport of reactive solutes in rivers and streams. *Water Resources Research*, volume 34, pages 2703–2716, [doi: 10.1029/98WR01338](https://doi.org/10.1029/98WR01338).
- Wörman, A., A.I. Packman, H. Johansson, and K. Jonsson, 2002, Effect of flow-induced exchange in hyporheic zones on longitudinal transport of solutes in stream and rivers. *Water Resources Research*, volume 38, number 1, [doi: 10.1029/2001WR00769](https://doi.org/10.1029/2001WR00769).
- Worman, A., A.I. Packman, L. Marklund, J.W. Harvey, and S.H. Stone, 2007, Fractal topography and subsurface water flows from fluvial bedforms to the continental shield. *Geophysical Research Letters*, volume 34, L07402, [doi: 10.1029/2007GL029426](https://doi.org/10.1029/2007GL029426).
- Zamora, C., 2008, Estimating water fluxes across the sediment–water interface in the Lower Merced River, California. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2007–5216, 47 pages. <http://pubs.usgs.gov/sir/2007/5216/>.
- Zheng, C. and G.D. Bennett, 2002, *Applied contaminant transport modeling*, second edition. John Wiley and Sons, New York, 621 pages.

9 Caixas de Coletâneas

Caixa 1 - Simulando Modelos Conceituais de Lago, Modelos de Winter

O trabalho inicial de Winter na década de 70 foi uma contribuição importante para conceituar lagos no grande sistema de água subterrânea. Winter (1976) simulou modelos conceituais de intercâmbio de lagos e água subterrânea, utilizando seções transversais bidimensionais orientados paralelamente ao fluxo de água subterrânea e em modelos tridimensionais (Winter, 1976; Winter, 1978). Este trabalho explorou em como o fluxo teórico de água subterrânea e o intercâmbio poderia ocorrer usando seções transversais restritos por divisores hidráulicos verticais laterais e um contorno de não-fluxo na base. As seções simuladas poderiam representar sedimentos anisotrópicos, ter atribuição de várias condutividades hidráulicas, e permitir variação na posição do nível de água (Figura Caixa 1-1). Modelos foram simulados sob condições de estado estacionário.

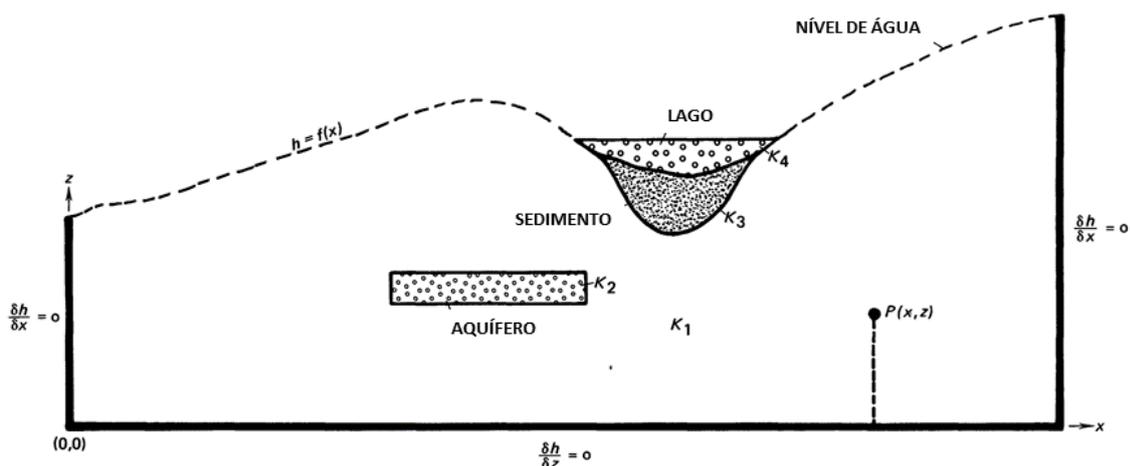


Figura Caixa 1 1 - Condições de contorno de modelo numérico bidimensional e parâmetros utilizados por Winter (1976) para simular o intercâmbio entre lago e fluxo de água subterrânea. Os modelos de lago único e três lagos foram desenvolvidos. Valores de condutividade hidráulica foram atribuídos para K_x e K_y , resultando em condições anisotrópicas. Ao nível de água foi atribuído valores de carga fixa, e os contornos de esquerda, direita e de base foram atribuídos como fluxo zero, não-fluxo. Em alguns modelos, um retângulo de sedimento com propriedades hidrogeológicas diferenciadas foi incluído na simulação, rotulado como AQUÍFERO na imagem (Winter, 1976).

O exercício fornece a compreensão de como a água subterrânea e lagos podem se interagir. Por exemplo, no cenário mostrado na Figura Caixa 1-2, o lago é influenciado pelos sistemas de fluxo locais adjacentes e o fluxo regional de água subterrânea continua abaixo do lago como divisores hidráulicos, e pontos de estagnação são formados. Winter (1976) descreve um ponto de estagnação como “um ponto no divisor (entre sistemas de fluxo) do qual a carga é um mínimo comparado a outro ponto ao longo do divisor” ... Ele é um ponto no campo de fluxo aos quais vetores de fluxo são iguais em direções opostas e, portanto, canceladas... O ponto de estagnação é um ponto de desvio das trajetórias de fluxo

da água subterrânea”. Na Figura Caixa 1-2, a carga mínima ao longo do divisor local de água subterrânea é 1,8 pés (0,5m) maior que a elevação do lago. Quando a água subterrânea e os lagos não estão separados pelo divisor hidráulico e o ponto de estagnação, o fluxo para o lago e a percolação proveniente desse lago podem ocorrer, ou seja, o intercâmbio misto.

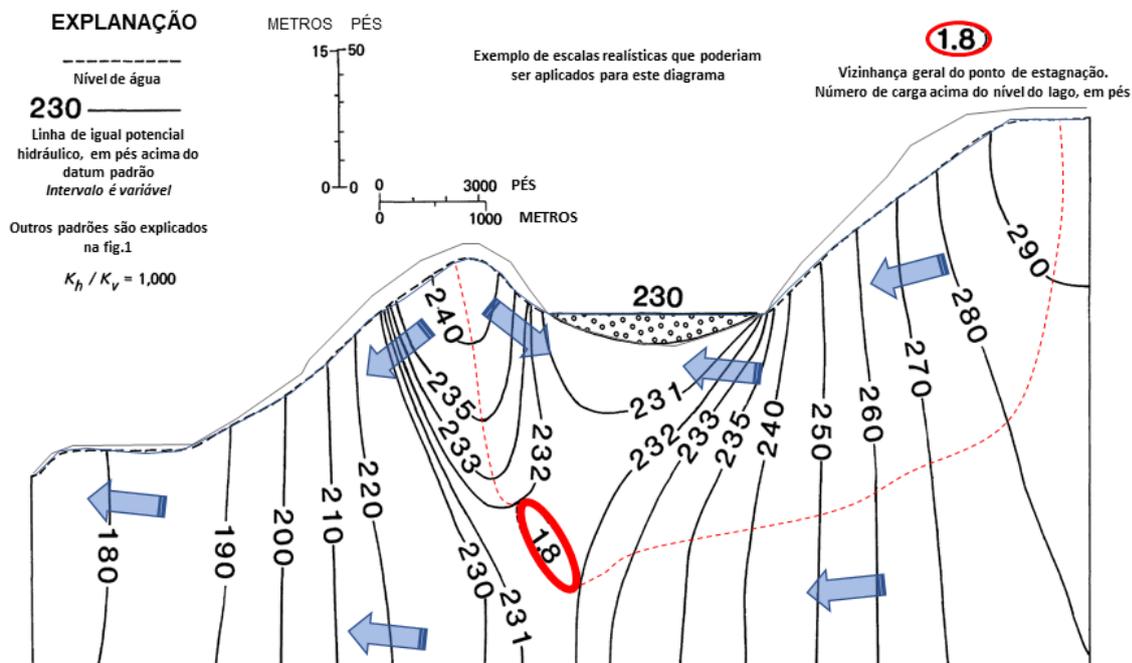


Figura Caixa 1 2 - Seção transversal do fluxo de água subterrânea na topografia com morros (linha marrom representa o terreno de superfície/ fundo do lago; a linha azul é o nível de água) e um lago. O lago é efluente ou de ganho, e assim a água subterrânea flui localmente para o lago. As linhas de fluxo da água subterrânea não estão representadas, como o sistema é anisotrópico e o exagero vertical é de 80%. As setas grandes azuis mostram fluxo geral da água subterrânea. A linha pontilhada vermelha é uma representação aproximada do divisor hidráulico, separando o local e o sistema de fluxo maior e mais regional de água subterrânea. As linhas vermelhas mais grossas ao redor de uma área em que o ponto de estagnação separam o fluxo local e regional de água subterrânea. A carga na zona de estagnação é o mais baixo do divisor hidráulico, mas ainda maior do que a elevação do lago, aqui 1,8 pés mais alta (modificado de Winter, 1976).

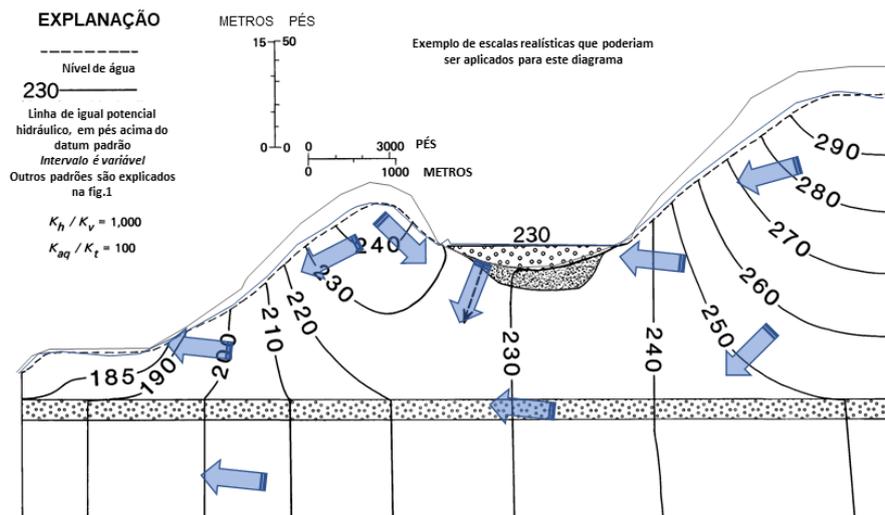


Figura Caixa 1 3 - Seção transversal de fluxo de água subterrânea em uma topografia com morros (linha marrom representa a superfície do terreno/ fundo do lago; linha azul o nível de água) e um lago. O lago está recebendo água subterrânea local e seria, em geral, considerada um lago efluente ou de ganho. Entretanto, a presença de um aquífero horizontal com alta condutividade hidráulica (retângulo horizontal pontilhado, K_{aq}) cria um sistema de fluxo sem pontos de estagnação. Este conjunto de condições resulta da água sendo perdida do lago através do fundo desse lago (cenário misto de lago). Linhas de fluxo não estão representados, assim como o sistema é anisotrópico e com exagero vertical de 80%. Setas azuis ilustram a direção de fluxo geral da água subterrânea (modificado de Winter, 1976).

Winter (1976) também examinou uma seção transversal de uma paisagem com três lagos e apresentou os modelos conceituais mostrando como esses lagos se interagem com o sistema de fluxo de água subterrânea (Figuras Caixa 1-4 e 1-5). Observa-se, quando múltiplos sistemas de fluxo estão presentes, lagos podem receber fluxos de sistemas locais e intermediários de fluxo. Um lago localizado a um ponto de descarga regional no lado esquerdo da paisagem (Figura Caixa 1-4) poderia receber recarga de sistemas de fluxo local e intermediário bem como do sistema regional de fluxo. Revisão adicional deste primeiro trabalho e Winter (1976) fornecerão ao leitor a compreensão da complexidade de intercâmbio lago-água subterrânea.

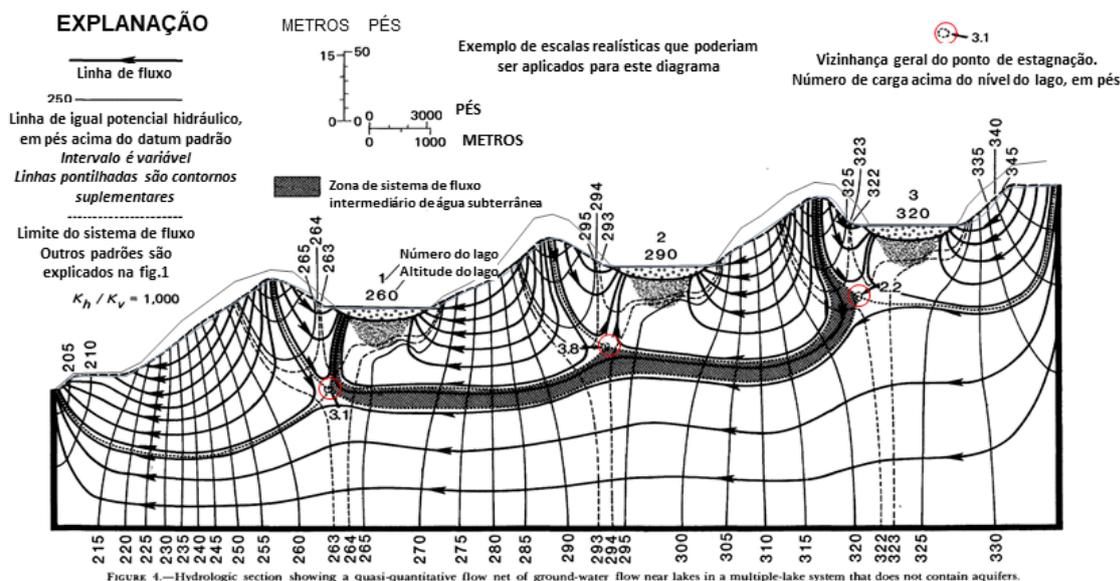


Figura Caixa 1 4 - Seção transversal de fluxo de água subterrânea em uma topografia com morros (linha marrom representa superfície do terreno; a linha azul o nível de água) e lagos. Os lagos 1, 2 e 3 são todos efluentes ou de ganho. Lagos 2 e 3 estão intercambiando água subterrânea com sistemas de fluxo local e o lago 1 recebe água de ambos, dos sistemas local e intermediário. Linhas de fluxo pretas são esquemáticas mostrando direções gerais de fluxo, assim como o sistema é anisotrópico e com exagero vertical de 80% (modificado de Winter, 1976).

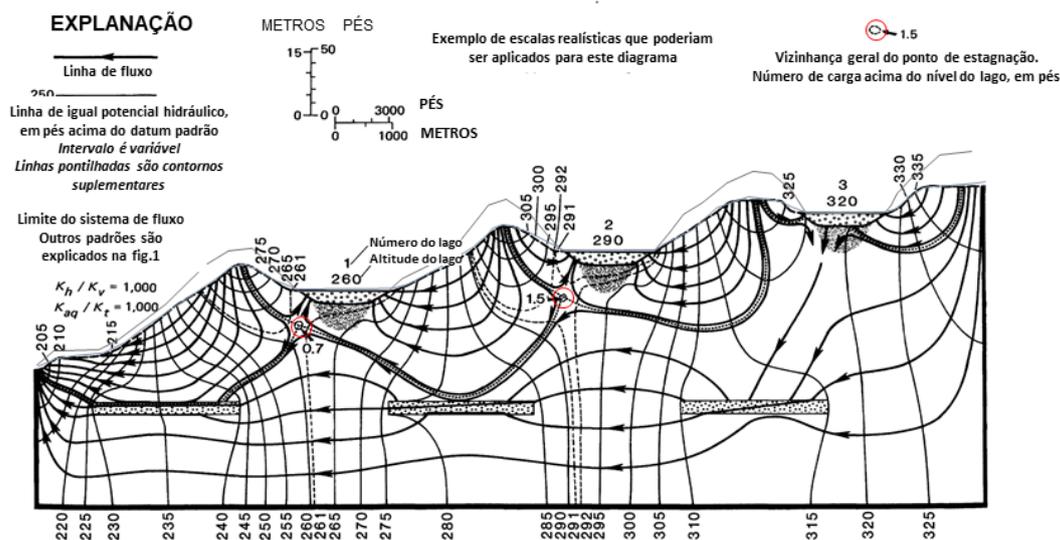


Figura Caixa 1 5 - Seção transversal do fluxo de água subterrânea em uma topografia com morros (linha marrom representa a superfície do terreno; a linha azul, o nível de água) e lagos. Os lagos 1 e 2 estão ilustrados como efluentes ou de ganho e são alimentados pelo fluxo local de água subterrânea. A lagoa 3 recebe descarga local e ele está perdendo água também para o sistema de fluxo regional (sistema misto). Linhas de fluxo estão esquematizadas e mostram a direção geral de fluxo bem como o sistema é anisotrópico e com exagero vertical de 80% (modificado de Winter, 1976).

[Retorne para onde o texto se conecta com a Caixa 1](#)

Caixa 2 - Fontes (ou Nascentes)

Em termos mais gerais, uma fonte se forma onde há descarga concentrada de água subterrânea na superfície do terreno. O livro do [Projeto Água Subterrânea](#)⁷, “Água Subterrânea no nosso Ciclo Hidrológico: conhecendo a mais importante fonte de água doce do planeta Terra” (Poeter et al., 2020) discute a conexão entre a água subterrânea e as fontes (páginas 24-27). As fontes têm sido utilizadas através da história como abastecimento de água para casa, cidades, fontes de água para agricultura, e tem sido a sustentação de sistemas ecológicos únicos desde o início da civilização. As fontes podem estar presentes em áreas de descargas de sistemas de fluxo local, intermediário e regional (Figura 11). Quando as fontes estão associadas aos sistemas de água subterrânea de grande escala, a descarga, temperaturas da água, e qualidade permanecem relativamente constante por causa da longa trajetória de fluxo e o tempo de residência da água subterrânea que modera sua condição antes de atingir a fonte. Em contraste, a descarga da fonte, temperatura e qualidade são mais variáveis quando fontes estão conectadas para sistemas de fluxo local com trajetórias curtas de fluxo e tempo de residência. Entende-se que as condições hidrogeológicas que levam em conta as fontes fornecem ao hidrogeólogo compreensão necessária para responder questões como: Se uma grande mina está rebaixando água, as fontes próximas poderão ser impactadas? Uma fonte fornecerá água necessária para abrir uma empresa engarrafadora de água? As fontes impactadas associadas à formação de uma área úmida podem ser remediadas para aumentar a descarga para essa área úmida? As respostas a estas questões não são diretamente fornecidas neste material; entretanto modelos conceituais de ocorrência de fontes numa variedade de cenários hidrogeológicos são descritos. Fontes ocorrem sob um número de cenários hidrogeológicos e os tipos gerais incluem: fontes em depressão, fontes de contato, fontes de juntas e fraturas, fontes de falhas e zonas de cisalhamento, e fontes de carste (Figura Caixa 2-1). As origens das fontes provêm dos sistemas de água subterrânea não confinados e confinados. Bryan (1919) fornece uma classificação de fontes e livros texto tais como Fetter (2001) e Todd e Mays (2005) que descrevem como as fontes se ajustam dentro da paisagem hidrogeológica.

Fontes em depressão são encontradas em baixos topográficos onde o nível de água intercepta a superfície do terreno (Figura Caixa 2-1a). Quando as fontes ocorrem em declives, elas estão associadas a zona de descarga de água subterrânea que forma uma face de percolação, uma área úmida acima da acumulação da fonte onde a água subterrânea vaza dessa superfície. A nascente de água nas fontes em depressão são usualmente sistemas de fluxo local, e, portanto, elas possuem tipicamente taxas de descarga variáveis e resposta a recarga local. Entretanto, elas podem ocorrer em baixos topográficos regionais onde grandes sistemas de água subterrânea regionais, ambos confinados e não confinados, terminam.

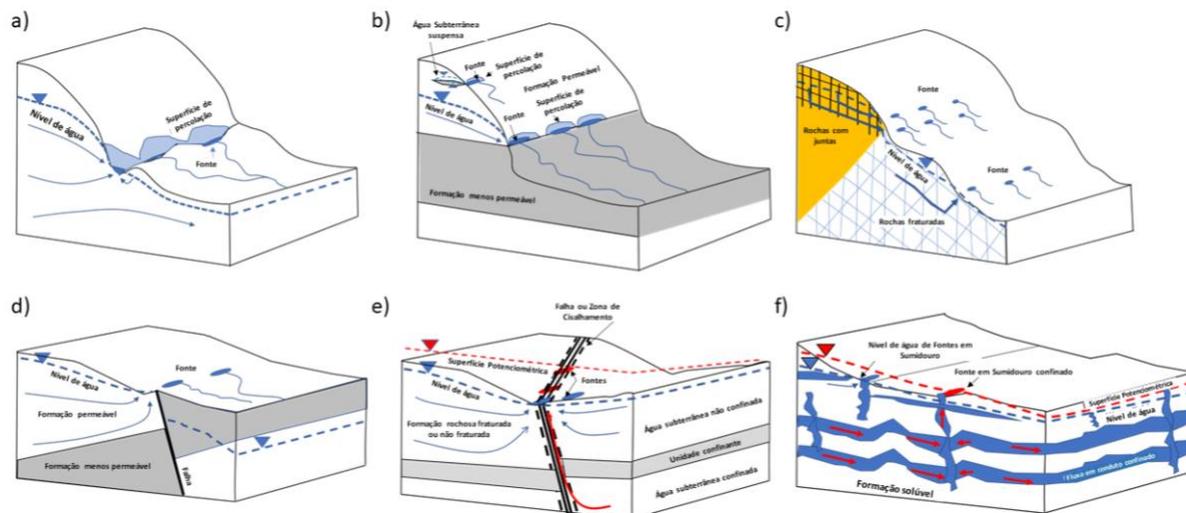


Figura Caixa 2 1 - Modelos conceituais de fontes. A linha pontilhada azul é o nível de água. A linha pontilhada vermelha é a superfície potenciométrica da água subterrânea confinada. Setas azuis sólidas representam o fluxo geral de água subterrânea. As setas vermelhas representam a origem da água de sistemas confinados. As fontes por afloramento do nível de água são as formas ovais azuis. As fontes originadas das águas subterrâneas confinadas estão em formas ovais vermelhas. a) As fontes de depressão ocorrem onde há um baixo topográfico na paisagem e o nível da água subterrânea intercepta a superfície do terreno. A face de percolação (azul claro) ocorre acima da acumulação da fonte, e assim a água subterrânea surge da encosta. b) Fontes de contato se formam quando a água subterrânea se acumula acima da formação de menor permeabilidade e então intercepta a encosta. As fontes e as faces de surgência ocorrem no contato geológico. c) Fontes por juntas e fraturas são apresentadas quando estas se tornam saturadas e o nível de água subterrânea resultante intercepta a encosta. d) Fontes de falha ocorrem quando a falha rompe uma formação permeável e o fluxo de água subterrânea descarrega ao longo do traço de falha. e) Fontes de falha ou zona de cisalhamento podem formar onde as zonas complexas de fraturas interceptam a superfície do terreno. Tais zonas podem se comportar também como barreiras para o fluxo da água subterrânea ou proporcionam uma zona mais permeável que concentra a descarga de água subterrânea de sistemas hidrogeológicos rasos ou profundos. As fontes se formam ao longo da zona de cisalhamento onde o nível de água subterrânea intercepta a superfície do terreno e ao longo do traço da falha se a descarga de sistemas confinados mais profundos descarregarem para a zona cisalhada (que ocorre quando a superfície potenciométrica está acima da superfície do terreno). f) Fontes de carste surgem em formações que tenham sofrido dissolução e incluem fontes em áreas com níveis elevados de água subterrânea e feições de solução de superfície, bem como de sistemas profundos confinados de condutos quando a superfície potenciométrica está acima da superfície do terreno (Woessner, 2020).

As fontes de contato ocorrem quando a água que percola através das rochas ou sedimentos encontra um material de menor permeabilidade que embasa uma formação mais permeável (Figura Caixa 2-1b). Se a recarga é suficiente, a zona saturada se acumula acima do contato entre as duas formações. O nível de água subterrânea na formação permeável pode ser parte de um sistema completamente saturado ou parte de um sistema suspenso. Uma fonte e uma face de surgência ocorre na superfície da encosta entre a interceptação da água subterrânea com a superfície do terreno e o contato geológico. Estas fontes são tipicamente geradas pelos sistemas de fluxo locais.

As fontes podem também ocorrer nas porções saturadas de juntas e fraturas de rochas (Figura Caixa 2-1c). A descarga de fonte em algum material geológico fraturado e com juntas ocorre relativamente próximo a superfície de onde as fraturas recebem a recarga local, que se torna saturada, e a descarga é centrada para onde as feições interceptam a superfície do terreno. No entanto, em alguns casos, grandes unidades de juntas e rochas fraturadas atuam como um meio poroso equivalente, e grandes sistemas de fluxo de água

subterrânea se desenvolvem e formam fontes em áreas onde as juntas ou fontes interceptam a superfície do terreno.

As fontes são também associadas às falhas e zonas de cisalhamento complexas (Figura Caixa 2-1 d e e). As fontes de nível de água subterrânea são formadas quando falhas resultam da justaposição de material permeável com material menos permeável, de modo que o fluxo descarregue como uma fonte na interface da falha onde o nível de água subterrânea está na superfície do terreno (Figura Caixa 2-1d). Falhas e zonas de cisalhamento podem também ser menos permeável, mais permeável do que o material ao redor ou proporcionar uma combinação de permeabilidades (Figura Caixa 2-1e). Quando a ranhura da falha é criada, a falha tem baixa permeabilidade e inibe o fluxo de água subterrânea. Em alguns casos, a falha e sua área de entorno são altamente fraturadas, e a permeabilidade é aumentada. Essas condições tendem a concentrar o fluxo de água subterrânea e descarga. Quando estas falhas se estendem em profundidade, os sistemas confinados de água subterrânea são frequentemente interceptados e quando a zona é permeável, ele proporciona uma rota para a água subterrânea mais profunda descarregar em fontes na superfície do terreno. Quando a superfície potenciométrica está acima da superfície do terreno, as fontes podem ocorrer ao longo do traço de falha. A água em fontes que recebem a descarga de sistemas de água subterrânea mais profundas frequentemente possui uma descarga e composição química relativamente constante, e a água é mais quente do que a água subterrânea local (fontes quentes ocorrem quando as temperaturas da água estão acima de 37°C).

Quando os terrenos são compostos de formações solúveis tais como calcários e dolomitos, as fontes cársticas podem formar onde o nível de água subterrânea ou superfície potenciométrica excede a elevação da superfície do terreno, criando fontes de depressão (Figura Caixa 2-1f). Quando os níveis de água em cavidades de dissolução e feições de colapso tais como sumidouros, ocorrem em depressões de nível de água subterrânea, as fontes de sumidouros são formadas. As grandes fontes de carste podem também ocorrer nos sumidouros e cavidades de dissolução que estão conectadas a rede de condutos saturados nos quais as cargas são maiores do que a elevação da superfície do terreno.

A qualidade da água de fontes varia com a característica da fonte da água subterrânea. As fontes abastecidas pelas trajetórias curtas de fluxo de água subterrânea, como aquelas de sistemas locais de fluxo, são impactadas pelas mudanças sazonais na recarga, e a água tipicamente contém baixa quantidade de sólidos totais dissolvidos. As fontes recebendo fluxo intermediário e regional tem maior valor de sólidos totais dissolvidos e sua qualidade é mais consistente. A qualidade da fonte pode também ser impactada pela composição e solubilidade de componentes de materiais terrestres por onde a água subterrânea atravessou, e que descarrega nessa fonte. Alguns cenários de sistemas de fluxo locais podem formar fontes com altos valores de sólidos totais dissolvidos, mesmo que a trajetória de fluxo e o tempo de residência sejam curtos.

[Retorne para onde o texto se conecta na Caixa 2 ↑](#)

Caixa 3 - Lago Mirror

O Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) iniciou os estudos do Lago Mirror, localizado numa bacia composta de depósitos glaciais e leito rochoso em New Hampshire, EUA, no final de 1970. Eles usaram medidas físicas dos componentes do balanço hídrico, análises químicas do balanço hídrico, e modelação regional de água subterrânea para avaliar o balanço hídrico. Seu trabalho também tentou examinar as incertezas nos parâmetros do balanço. Os métodos de balanço de energia foram utilizados para calcular a evaporação utilizando dados coletados em uma balsa flutuante e em estação terrestre. A precipitação estimada foi derivada de dois postos localizados a 400 m do lago. Registradores de elevação de nível foram utilizados com as estações fluviométrica da drenagem para medir vazões de entrada e saída de água superficial. As medidas de elevação do lago foram utilizadas para calcular mudanças no armazenamento, e as vazões de entrada e saída foram calculadas utilizando a Lei de Darcy com um valor medido de condutividade hidráulica, gradientes hidráulicos derivados de rede de poços e medidas de elevação do nível do lago, e nas estimativas de áreas de seções transversais baseadas na geologia local e perfis de poços.

Balanços hídricos e químicos anuais e mensais foram calculados por um período de 1981 a 2000 (Tabela Caixa 3-1). Os componentes do balanço anual de entrada e saída de água subterrânea, foram identificados como tendo a maior incerteza. A simples medida do valor de condutividade hidráulica utilizado nos cálculos da Lei de Darcy generalizou a complexa natureza do material geológico adjacente aos limites do lago. A vazão de entrada de água subterrânea foi estimada em 47.000 m³/ano utilizando um valor único de condutividade hidráulica para representar as propriedades das seções transversais. Um segundo método utilizando modelação geoquímica e análises de dados de razões isotópicas de oxigênio-18 e oxigênio-16 produziu um valor de vazão de entrada de 95.000 m³/ano. Uma terceira abordagem utilizou um modelo numérico de fluxo de bacia de água subterrânea para gerar a vazão de entrada de água subterrânea para a lagoa. O modelamento estimou a vazão de entrada de 133.000 m³/ano, cerca de 2,8 vezes maior que o valor inicial calculado (Tiedeman et al., 1997). Os pesquisadores reconheceram a incerteza no termo de vazão de entrada de água subterrânea e estabeleceu em 133.000 m³/ano como estimativa de entrada.

Aplicações de métodos múltiplos para estimar o fluxo de entrada da água subterrânea para o lago pode lançar luz para as possíveis variabilidade dos componentes do balanço hídrico pobremente resolvidos. O relativamente alto grau de incerteza nas medições do componente apoia a necessidade de empregar instrumentação adicional densa espacialmente e temporalmente. Healy e outros (2007) estimaram incertezas de 5-10 por cento para medidas de precipitação, 10 a 15 por cento para valores de evaporação, 5 a 10 por cento para fluxo da drenagem, e 30 a 50 por cento para o intercâmbio de água subterrânea. Eles calcularam uma incerteza no balanço geral de 13 por cento. Este estudo

sugere que ao escolher um valor representativo para os componentes de vazão de entrada e de saída de água subterrânea do balanço hídrico, requer uma avaliação da incerteza e discernimento profissional baseado na qualidade e distribuição dos parâmetros utilizados para os cálculos. As análises de incertezas sugerem que coleta adicional de dados pode ser requerida para obter um balanço hídrico mais representativo.

Tabela Caixa 3-1 – Balanços hídrico anuais inicial e final (modelado) para o Lago Mirror, New Hampshire, EUA. A vazão inicial de entrada de água subterrânea é estimada utilizando um valor único de condutividade hidráulica para calcular a descarga para o lago. Valores estão em 100.000 m³/ano. A incerteza estimada em porcentagem para os parâmetros é também mostrada. O desequilíbrio (residual) é a diferença entre a vazão de entrada e de saída e representa a incerteza (erro) no balanço (modificado de Healy et al., 2007).

	Inicial	Final	Incerteza Estimada
Fluxo de Entrada			
Precipitação	182	182	10-15%
Vazão de entrada de água superficial	417	417	10-15%
Vazão de entrada de água subterrânea	47	113	30-50%
Fluxos de Saída			
Evapotranspiração	77	77	10-15%
Vazão de saída de água superficial	257	257	10-15%
Vazão de saída de água subterrânea	281	347	30-50%
Mudança no volume do lago	16	16	—
Erro	15	15	13%

[Retorne para onde o texto liga para o Caixa 3](#) ↑

Caixa 4 - Erros de Medições em Pesquisa Sinótica

As técnicas de postos fluviométricos padrões introduzem erros que variam de 2% a 20% (Sauer e Meyer, 1992). Uma boa referência para métodos de estações fluviométricas está na publicação da USGS por Turnipseed e Sauer (2010). Eles sugerem que os erros de medições de vazão usualmente apresentam média entre 3 e 6%. Quando avalia se as mudanças observadas da vazão da drenagem são significativas, ganhos ou perdas devem estar fora da faixa de medições individuais. Por exemplo, se uma medida de vazão de drenagem contém um erro de +/- 6% e a medida de descarga a montante foi 30 m³/s (+/- 1,8 m³/s) e a medida de jusante foi 28 m³/s (+/- 1,7 m³/s), o intercâmbio líquido de água subterrânea calculado pela diferença (assumindo que não há outras entradas ou saídas dentro do trecho da drenagem estudada) seria -2 m³/s. Se o erro de 6% é aplicado para as medidas do postos fluviométrico, a medição de montante poderia ser tão alto como 31,8 m³/s e a medida de jusante tão baixo como 26,3 m³/s. Isso significa que para a diferença mensurável na vazão da drenagem a ser observada, o valor obtido poderia exceder a diferença das descargas com o 6% de erro aplicado (31,8 m³/s - 26,3 m³/s = 5,5 m³/s). Infelizmente, a variação dos erros de medições de vazões de entrada e saída não permitiu a diferenciação de ganho ou perda quando a diferença de 2 m³/s foi observada. Dependendo das condições do local, o aumento da distância que separa os instrumentos pode resolver a questão se uma suficiente e adicional vazão de ganho/perda ocorre. Roberts e Warren (1999) observou que erros adicionais são introduzidos se as condições de fluxo estiverem mudando durante o período de medição.

[Retorne para onde o texto liga na Caixa 4 ↑](#)

Caixa 5 - Operação do Infiltrômetro

Apesar dos infiltrômetros serem ferramentas úteis, atenção especial deve ser feita para os detalhes da operação incluindo o projeto do medidor, materiais, tamanho do tubo e da composição da bolsa. Às vezes as utilizações destes requerem modificações de procedimentos ou mesmo do medidor. Rosenberry e outros (2008, 2020) apresentam uma lista de fatores que afetam o conjunto de dados do medidor como mostrado aqui na Figura Caixa 5-1. Este trabalho deve ser revisto antes da construção ou instalação de medidores

Fontes de erros no uso dos infiltrômetros incluem:

1. Selagem incompleta entre o tambor do infiltrômetro e sedimentos, cilindros instáveis;
2. Tempo insuficiente entre a instalação do medidor e a primeira medida;
3. Procedimentos impróprios de anexação da bolsa, resistência da bolsa e movimento da água;
4. Vazamentos;
5. Erros de medidas;
6. Câmara do infiltrômetro flexível
7. Tempo insuficiente ou excessivo da anexação da bolsa;
8. Acumulação de gás preso
9. Coeficiente incorreto para registrar fluxo medido para fluxo real através da interface sedimento-água; e
10. Caracterização insuficiente de heterogeneidade espacial na infiltração através dos sedimentos.

Figura Caixa 5 1 - Uma lista de fontes de erro ao utilizar os infiltrômetros (Rosenberry et al., 2008).

Em adição ao sumário de Rosenberry e outros (2008) sobre erros de operação do medidor, Zamor (2008) descreve experimentos testando a operação do medidor e os desafios de utilizar os infiltrômetros em um cenário de rio. Rosenberry e Menheer (2006) desenvolveram um sistema para calibração de infiltrômetros. Rosenberry e outros (2020) apresentam uma extensiva tabela das melhores práticas de instalação e operação do infiltrômetros que deveriam ser revistos antes de projetar e operar os medidores no campo.

O projeto do medidor inclui os componentes mostrados na Figura 66. Os materiais metálicos e de plástico são comumente utilizados se puderem ser empurrados para dentro dos sedimentos de fundo em uma profundidade suficiente para terem seus lados enterrados e selados sem perturbar os sedimentos. Dependendo do tipo de sedimentos de fundo e da dificuldade ou facilidade de “assentar” o medidor, o diâmetro do medidor e a espessura da parede do projeto podem necessitar de modificação. Ao instalar e assentar o medidor, os lados podem estender para dentro do fundo de uns poucos centímetros a mais de 10 centímetros. A solução é prevenir o vazamento ao redor das paredes do medidor. Em

todos os casos, um espaço desobstruído preenchido por água entre o topo do medidor e a interface do sedimento é requerido. Os medidores são tipicamente instalados com uma leve inclinação para que qualquer gás coletado durante a instalação do medidor ou operação saia do medidor. Em instalações rasas, um respiradouro pode ser usado para prevenir que o gás acumule depois da instalação (Figura 66).

A instalação do medidor pode perturbar as condições de fluxo na área de estudo. Uma vez que o medidor é instalado, múltiplas medidas podem ser requeridas para assegurar que as condições de equilíbrio foram restabelecidas. Sem conhecimento prévio de taxas de fluxo, isso é feito colocando o medidor para funcionar e comparando as taxas de fluxo até que alguma reprodutibilidade de taxas seja estabelecida. O intervalo de tempo entre a instalação e equilíbrio dependerá das taxas de fluxo do local. As taxas mais altas requerem tempos mais curtos (horas), enquanto as taxas mais baixas requerem tempos mais longos (dias).

Os infiltrômetros foram originalmente projetados para estudos em lagos rasos e de áreas úmidas, e estudos de pequenas drenagens e valas de irrigação com baixas velocidades de fluxo (Lee, 1977). Quando os medidores utilizados para caracterizar intercâmbio em sistemas de rios com rápida velocidade de fluxo, considerações adicionais são necessárias. Ambos Zamora (2008) e Rosenberry e outros (2020) resumiram a relevante literatura. Quando o medidor se projeta acima do leito da drenagem, ele redireciona a água da drenagem, e em alguns casos essa água fluirá sob os lados do medidor e entrará nele. Isto gera uma falsa sobre estimativa de infiltração (e.g., Zamora, 2008). Há relatos também sobre os impactos das taxas de fluxo pela hidráulica da água que flui sobre e ao redor da bolsa de amostragem. Pesquisadores têm sugerido instalar anteparos para limitar os efeitos hidráulicos (e.g., Libelo e MacIntyre, 1994; Murdoch e Kelly, 2003; Zamora, 2008; Kennedy et al., 2010) como mostrado na Figura 66. Em alguns cenários, pode ser possível estender o tubo do medidor e a bolsa instalados em um local submerso próximo, mas fora da corrente principal (e.g., próximo a margem ou em alguma outra zona mais protegida). Cuidados devem ser tomados para manter os locais do medidor e a bolsa submersa a um ponto que tenha mesma elevação de nível de água que o medidor, devido que a locação da bolsa a jusante ou montante de um medidor muda as condições do gradiente que controlam a infiltração (Rosenberry et al., 2020). Ambos a bolsa e o tubo devem permanecer submersos e seguros no fundo. Quando os medidores são instalados e deixados nas drenagens para futuras medições, eles podem ser expostos pela correnteza ou cobertos pelos sedimentos (Zamora, 2008). Tais condições podem requerer a remoção e reinstalação do medidor. Se a instalação do medidor é projetada em sistemas de drenagens, a literatura dos infiltrômetros deve ser cuidadosamente revisada (e.g., Rosenberry et al., 2008; Zamora, 2008; Rosenberry et al., 2020).

Russoniello e Michael (2015) relatam uma operação do medidor em grandes lagos ao longo de linhas costeiras que podem estar comprometido durante períodos da atividade de onda. Em estudos de calha, eles encontraram pequenas anomalias em leituras que

podem ocorrer quando as razões de comprimento de onda em relação a profundidade da água são menores que cinco. Quando os medidores são implantados nestes setores, a literatura deve ser consultada para assegurar os métodos apropriados a serem utilizados (Duque et al., 2020).

Em todos os medidores, o diâmetro e propriedades das portas, tubulação, válvulas e bolsas não devem restringir ou alterar as taxas de fluxo naturais. Os projetos dos orifícios das portas, tubos e válvulas devem ser de diâmetro largo o suficiente para que não ocorra resistência no fluxo do medidor para a bolsa (e.g., Zamora, 2008; Rosenberry et al., 2020).

De tempos em tempos, diversas modificações do projeto original da bolsa são sugeridas. Geralmente, uma bolsa leve, clara e de plástico é utilizada. Tem sido estabelecido que as bolsas necessitam ser preenchidas com água para então ser esvaziada removendo o ar antes da operação do medidor. Shaw e Prepas (1989) acharam que quando uma bolsa totalmente esvaziada (vazia) é instalada e a válvula é aberta, ela expande levemente, puxando um volume de água para a bolsa que não está relacionado com a infiltração natural (referido como memória da bolsa). Além disso, as bolsas vazias que são duras (paredes rígidas) resistem ao enchimento, causando subestimação das taxas de infiltração. As medidas iniciando com as bolsas vazias e tubos conectados foram encontrados como causas de medidas inconsistentes (e.g., Shaw e Prepas, 1990a,b; Belanger e Montgomery, 1992; Murdoch e Kelly, 2003; Landon et al., 2001; Zamora, 2008; Rosenberry et al., 2020). Em geral, dependendo do tamanho da bolsa, essas são preenchidas com água, 100 a 1000 ml, e o ar espremido. Harvey e Lee (2000) relatam que as bolsas não devem estar cheias e dobras devem ser evitadas. Isirho e Meyer (1999) examinaram em como o tamanho do medidor e tipo de bolsa impactariam nas medições no laboratório. Eles concluíram que o tipo de bolsa tem efeito mínimo nas taxas de infiltração. Entretanto, Zamora (2008) conduziu series de experimentos em laboratórios e relatou que os valores de infiltração foram mais repetitivos quando os tubos conectados estão totalmente preenchidos por água antes de abrir as válvulas, as bolsas foram preenchidas com um volume de água e as bolsas possuíam paredes finas (0,04 mm).

[Retorne para onde o texto liga a Caixa 5](#) ↑

Caixa 6 - Aplicação de Minipiezômetros, Infiltrômetros e Contrastes de Temperatura

O Serviço Geológico dos Estados Unidos avaliou o intercâmbio em uma seção de 3 milhas (4,8 km) do Córrego Chapman que passa por um aterro sanitário próximo a cidade de Tremount, no Condado de Clark, centro-oeste de Ohio, EUA (Dumouchelle, 2001) como mostrado na Figura Caixa 6-1. O propósito do estudo foi avaliar como a água do córrego e a água subterrânea interagiram na vizinhança da área do aterro. O trecho do córrego foi instrumentalizado com quatro piezômetros, dois infiltrômetros, cinco monitores de temperatura do córrego/ leito do córrego, e uma campanha de medição que foi conduzida pela medida dos fluxos do córrego e tributários durante um período de baixa vazão.

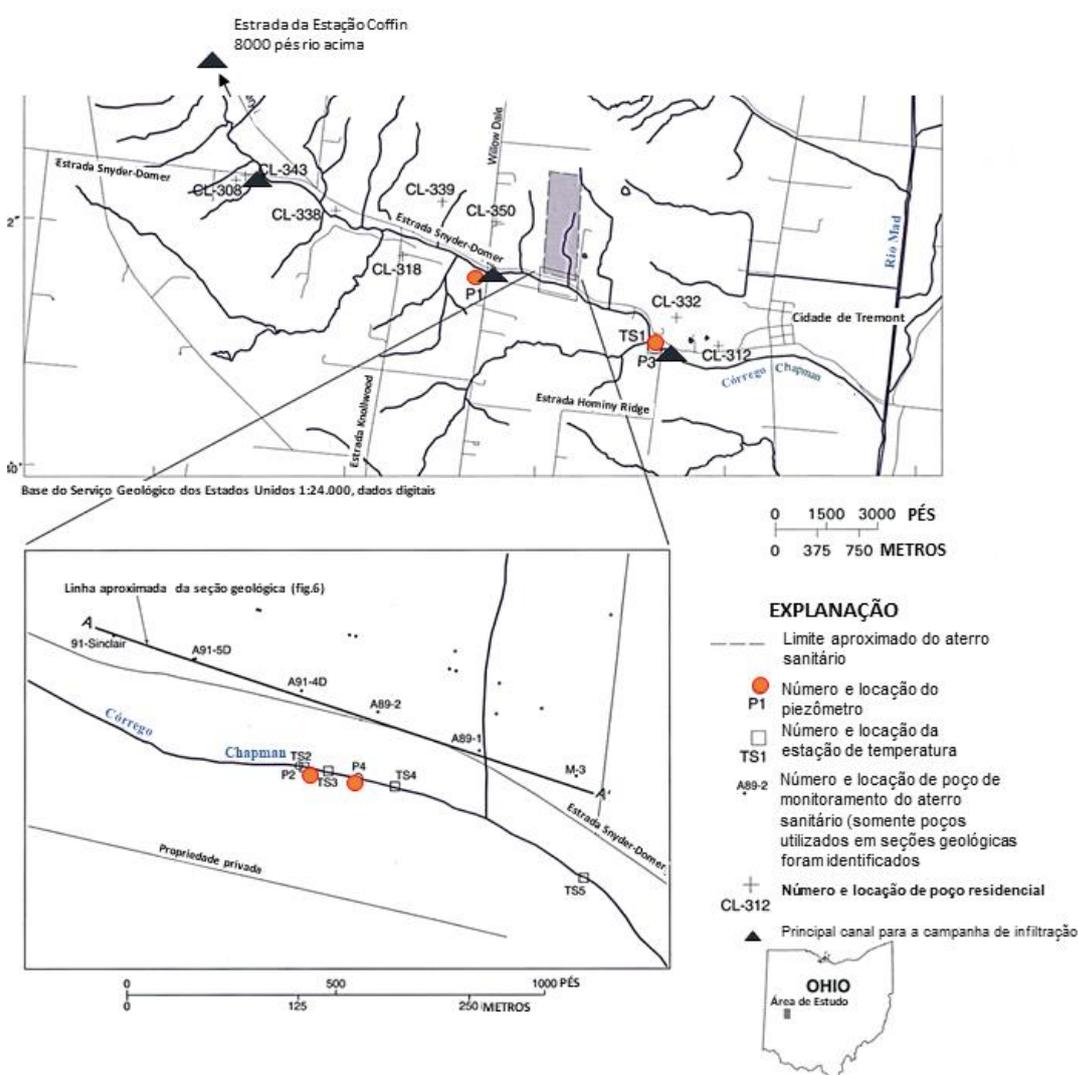


Figura Caixa 6 1 - Mapa de localização para o estudo de intercâmbio do Córrego Chapman, Ohio. O córrego flui da esquerda para direita. Os infiltrômetros foram instalados próximos a P2 e P3. Locações aproximadas da campanha de medição, dos pontos de medição de infiltração são apresentados com triângulos (modificado de Dumouchelle, 2001).

O riacho com dois pés (0,6 m) de profundidade flui através de terreno glacial, e o leito do córrego é composto por areia fina a grandes pedregulhos e cascalhos. Os quatro piezômetros foram construídos com 1,25 polegadas (3 cm) de diâmetro, tubo com 12 a 18 polegadas (30 a 46 cm) de tela envolta em arame, guarnecido com uma ponteira (poço ponteira cravado em camada de areia – *Sandpoint well*). Os piezômetros foram instalados no leito do córrego de modo que o topo do intervalo do filtro estivesse a 2,5 a 3 pés (0,8 – 0,9 m) abaixo do fundo do córrego. Os níveis de água foram medidos (+/- 0,02 pés (0,6 cm)) com um medidor elétrico de fita ou fita marcada de aço. Os infiltrômetros foram construídos como descrito por Lee (1977) utilizando um topo de tambor de 55 galões/ 208 litros e uma bolsa amostradora de plástico parcialmente preenchida. Piezômetros temporários foram instalados adjacentes aos infiltrômetros. Locais com argila mole e com poucos ou sem cascalhos foram selecionados para instalação. O monitoramento horário da temperatura do córrego e da água do leito do córrego foi realizado (como discutido na Seção 5.8 deste livro). Sensores com proteção a prova de água (+/-0,7°C) foram instalados em áreas de areia/ pedregulhos onde um suporte com cercado de aço foi cravado no fundo do córrego. Um sensor foi anexado ao suporte justamente acima do fundo do córrego e o segundo foi enterrado no sedimento do fundo do córrego cerca de 6 a 8 polegadas (18-20 cm). Uma campanha de coleta de dados de infiltração foi realizada em outubro de 2000 a baixa vazão (as campanhas de coleta de dados de infiltração são discutidas na Seção 5.4 deste livro). As medições de descarga foram feitas no Córrego Chapman e seis tributários utilizando métodos padrões.

Os dados de instalação dos piezômetros rasos (oito medições) mostraram cargas em piezômetros muito mais baixos do que a elevação de água do córrego a P1, P2 e P3. O dado de P4 sugere que a água da camada do leito estava se movendo para cima e para dentro do córrego para três de quatro medidas (Tabela Caixa 6-1). Os resultados de infiltração (duas medidas) para o infiltrômetro localizado próximo ao P2 mostrou uma perda de água das bolsas preenchidas embasando a interpretação de uma seção de perda do córrego (dados de diferença de carga de P2). Entretanto, os resultados do infiltrômetro próximo ao P3 sugerem que a água estava fluindo para o medidor, uma contradição para os dados de diferença de carga observado em P3 (perda) (Tabela Caixa 6-2). A análise posterior sugere que o medidor foi instalado em sedimentos grossos e pode não estar totalmente selado no leito do córrego. Possivelmente, a água superficial fluiu sob os lados do medidor e para dentro do infiltrômetro. Os conjuntos de dados de contraste de temperatura indicaram que as temperaturas do leito do córrego são similares as temperaturas da água do córrego, e diariamente altos e baixos de água do córrego estiveram levemente atrasados comparado a temperatura do leito do córrego (Tabela Caixa 6-3). Estes dados são característicos de locais onde a água superficial está infiltrando para dentro do leito do córrego (drenagem de perda). Em geral, estes dados são também baseados pelos resultados dos piezômetros e dos resultados do infiltrômetro em P2. Os estudos desta campanha de obtenção de dados

de infiltração mostraram que o córrego estava ganhando água entre os postos de aferições de montante e jusante (~3 milhas, 4,8 km) como mostrado na Tabela Caixa 6-4.

Tabela Caixa 6-1 – Resultados das medições de carga do piezômetro e das elevações de nível de água do córrego de quatro piezômetros mostrados na Figura Caixa 6-1. [Piezo, piezômetro; P#, número do piezômetro; ft, pé; apm, abaixo do ponto de medição; ---, sem dados; diferenças negativas nos níveis de água indicam fluxo para o aquífero, diferenças positivas indicaram fluxo para a drenagem] (Dumouchelle, 2001).

Data 2000	P1			P2			P3			P4		
	Piezo nível água (ft, apm)	Nível córrego (ft, apm)	Diferença de nível de água	Piezo nível água (ft, apm)	Nível córrego (ft, apm)	Diferença de nível de água	Piezo nível água (ft, apm)	Nível córrego (ft, apm)	Diferença de nível de água	Piezo nível água (ft, apm)	Nível córrego (ft, apm)	Diferença de nível de água
08-09	2,32	2,24	-0,08	---	---	---	2,35	2,27	-0,08	---	---	---
13-09	---	---	---	3,13	3,11	-0,02	2,33	2,23	-0,10	---	---	---
27-09	2,27	2,20	-0,07	3,14	3,09	-0,05	2,32	2,24	-0,08	---	---	---
04-10	2,28	2,23	-0,05	3,15	3,11	-0,04	2,34	2,24	-0,10	---	---	---
12-10	2,31	2,28	-0,03	3,10	3,03	-0,07	2,27	2,19	-0,08	1,93	2,05	0,12
20-10	2,30	2,27	-0,03	3,08	3,02	-0,06	2,27	2,17	-0,10	1,96	2,08	0,12
25-10	2,31	2,28	-0,03	3,08	3,00	-0,08	2,29	2,22	-0,07	1,96	1,90	-0,06
02-10	2,31	2,26	-0,05	3,05	3,02	-0,03	2,31	2,22	-0,09	1,92	2,08	0,16

Tabela Caixa 6-2 – Resultados de infiltração de áreas de infiltrômetros próximos a P2 e P3 como mostrado na Figura Caixa 6-1. P2, piezômetro; mL, mililitros; min, minutos (Dumouchelle, 2001).

Local Teste	Volume Inicial (mL)	Volume Final (mL)	Mudança no Volume (mL)	Tempo (min)	Diferença nos níveis do piezômetro temporário – córrego (pés)
Próximo P2	200	121	-79	98	-0,04
Próximo P2	200	124	-76	102	-0,04
Próximo P3	200	334	134	110	-0,11
Próximo P3	200	406	206	90	-0,02

Tabela Caixa 6-3 – Resultados pareados de monitores de temperatura como locado na Figura Caixa 6-1 (Dumouchelle, 2002).

Estação	Datas da Campanha (2000)	Cobertura de árvores	Composição do leito do córrego	Profundidade Córrego ¹ (pol.)	Média temperatura ² (°C)	
					Leito Córrego	Água do Córrego
1	20 Out-5 Dez	Muitas vezes sombreado	Areia	6	8	7,9
2	20 Out-2 Nov	Sem sombra	Areia fina, pedregulhos	24	12,9	12,5
3	20 Out-3 Nov	Sem sombra	Pedregulhos, alguns cascalhos	6	13,2	13,1
4	20 Out-4 Nov	Parcialmente sombreado	Pedregulhos, cascalhos	9	12,9	12,8
5	20 Out-5 Nov	Sombreado	Areia	9	13,1	12,9

¹Profundidade é aproximada, baseada nas condições de 20 de outubro, 2000.
²Média de temperatura listada é a média de todo o período do registro.

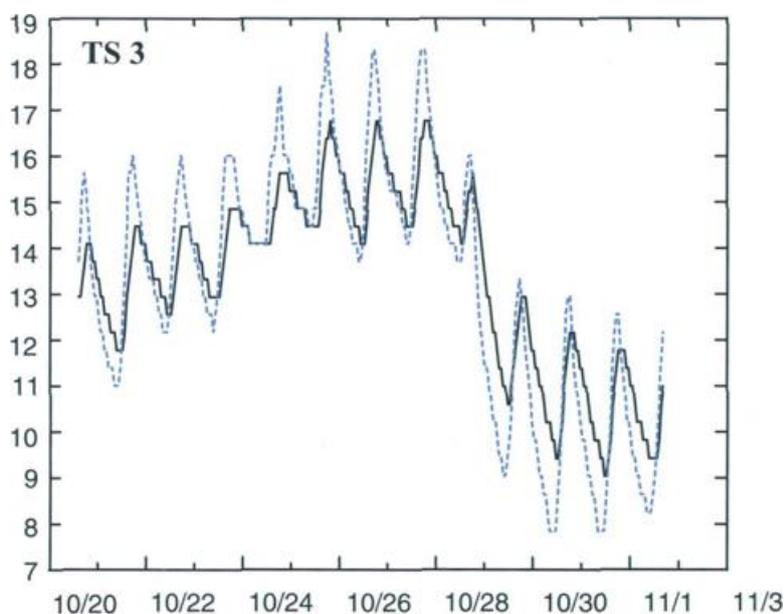


Figura Caixa 6 2 - O gráfico (TS3) é um exemplo de uma plotagem de temperatura (°C) versus tempo por medidas horárias por mais de 14 dias como mostrado na Figura Caixa 6-1. A linha pontilhada azul é a temperatura da água superficial e a linha sólida é a temperatura da água subterrânea. pol, polegadas, °C, graus Celsius (Dumouchelle, 2001).

Tabela Caixa 6-4 – Resultados de uma campanha de obtenção de dados de infiltração. Locações de pontos de medições de vapor são mostradas na Figura Caixa 6-1. [trib., tributário; W, medição do fluxo de passagem da drenagem (medidor de corrente); V, medição volumétrica do fluxo da drenagem; R, Regular; J, justo (+/- 8 por cento); B, bom (+/-5 por cento); E, excelente, (+/-2 por cento); ft³/s, pés cúbicos por segundo; ---, não aplicável] (Dumouchelle, 2001).

Nome da Locação	Método	Avaliação da Qualidade	Vazão do Córrego (ft ³ /s)	Mudança de fluxo na linha principal (ft ³ /s)
Córrego Chapman na estrada da Estação Coffin	W	R	0,89	---
Trib. sem nome, a noroeste da interseção das estradas de Terre Haute, Trackery, e Snyder Domer	V	B	0,008	---
Trib. sem nome, margem direita, entre as estradas da Estação Coffin e Terre Haute	V	R	0,007	---
Córrego Chapman na estrada Snyder-Domer	W	R	1,55	0,65
Trib. sem nome, margem esquerda, montante da estrada Knollwood	V	B	0,012	---
Trib. sem nome, margem direita, jusante da estrada Knollwood	V	E	0,004	---
Trib. sem nome, margem esquerda, montante da estrada Willow Dale	V	E	0.005	---
Chapman Creek at Willow Dale Road	W	J	2.05	0.48
Trib. sem nome, margem esquerda, montante da estrada de Hominy Ridge	V	J	0.007	---
Córrego Chapman na Estrada de Hominy Ridge	W	G-J	2.46	0.40

O autor observou que as instalações rasas dos instrumentos no córrego provavelmente refletem a circulação da água do córrego nos sedimentos do leito (intercâmbio hiporréico), condições essas que neste local de estudo criaram principalmente as condições de perda (Figura Caixa 6-3). Entretanto, os dados da campanha fundamentam uma interpretação de que o trecho do córrego possui em geral condições de ganho.

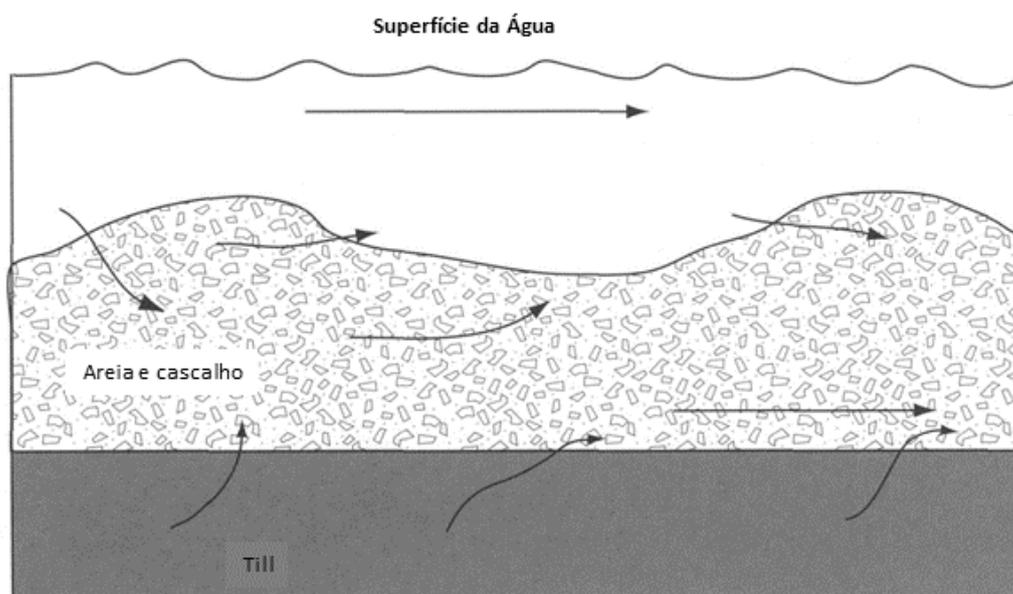


Figura Caixa 6 3 - Modelo conceitual sugerindo o porquê da instrumentação rasa mediando condições de perda onde a água do córrego infiltrou para dentro dos sedimentos inconsolidados. Entretanto, as condições gerais de ganho (fundamentada pela campanha de obtenção de dados de infiltração) sugerem que a água subterrânea está descarregando para o córrego pelo fluxo ascendente de sedimentos glaciais (till) subjacente (Dumuchelle, 2001).

O modelo conceitual do autor de intercâmbio de água subterrânea não levou em conta os diferentes papéis das camadas de granulometria grossa e camadas de granulometria mais finas, que participam no processo de intercâmbio. Os minipiezômetros distribuídos em ambos os sedimentos de areia e cascalho do sistema hiporréico e o till mais profundo foram necessários para definir melhor os intercâmbios no local e áreas maiores. O uso dos múltiplos métodos para examinar o processo de intercâmbio é recomendado.

[Retorne para onde o texto se liga a Caixa 6](#) ↗

Caixa 7 - Modelação de Transporte de Calor

Modelos analíticos e numéricos são utilizados para estimar taxas de fluxo de temperaturas observadas (e.g. Stallman, 1965; Goto et al., 2005; Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; Schmidt et al., 2007; Lien e Ford, 2014). Modelação requer a atribuição de propriedades termais dos sedimentos, estimativas de porosidade, medições de GHV em meio poroso, e atribuições de condições de contorno termal. O modelo calcula o fluxo de água subterrânea e as velocidades de água subterrânea baseada nos conjuntos de dados de transporte de calor observados em campo. Stonestrom e Constantz (2004), Anderson (2005), e Constantz (2008) apresentam tabelas de propriedades termais de sedimentos. [VS2DH](#) é largamente utilizado para tal modelação. É um simulador de fluxo de fluido de domínio público, numérico, unidimensional, de transporte de energia e fluido que pode avaliar a variabilidade do fluxo saturado e transporte de soluto (Healy e Ronan, 1996). Outros códigos utilizados para este propósito incluem Ex-Stream (Swanson e Cardenas, 2011) que usa MATLAB ([Mathworks](#), Inc.), and [VFLUX](#) (Gordon et al., 2012). Todos os três modelos simulam fluxo vertical unidimensional. Transporte bi e tridimensional certamente ocorre em alguns locais e a aplicação de um simples modelo unidimensional pode ser inapropriado (e.g., Cuthbert and Mckay, 2013).

[Retorne para onde o texto liga a Caixa 7](#)

Caixa 8 - Modelos de Ruptura de Traçadores de Drenagem

Cardenas (2015) e Boana e outros (2014) oferecem uma revisão compreensiva de modelos conceituais e métodos para avaliar resultados de testes de traçador em drenagem. Boana e outros (2014) apresentam equações que governam quatro modelos para avaliar dados de ruptura de traçadores: equação de advecção-dispersão e advecção-dispersão fracionária, a equação de advecção-dispersão fracionária do espaço-tempo, equação de advecção-dispersão espacial por derivadas fracionárias, e a equação de advecção-dispersão temporal por derivadas fracionárias. Muitas abordagens tentam ajustar os parâmetros do modelo para reproduzir o comportamento observado da ruptura do traçador. Estes resultados são utilizados para descrever a magnitude do intercâmbio entre a drenagem e a água subterrânea.

Frequentemente a modelação é simplificada para representar transporte do traçador em um cenário unidimensional com mecanismo de armazenamento (e.g., Hays, 1966; Thackston e Schnelle, 1970; Valentine e Wood, 1979; Bencala e Walters, 1983; Jackman et al., 1984; Kim et al., 1992; Wörman, 1998; Bencala et al., 2011). O básico Código de Transporte Unidimensional com entrada e Armazenamento ([OTIS](#)) desenvolvidos pela USGS é amplamente utilizado e usualmente aplicado antes que um modelo mais sofisticado seja tentado (e.g., Runkel e Chapra, 1993; Runkel et al., 1998). Uma limitação é que OTIS permite o ajuste de alguns poucos parâmetros, enquanto o processo de transporte é geralmente mais complicado (e.g., Runkel e Chapra, 1993; Runkel et al., 1998). Melhorias para este código incorporam a caracterização de campo adicional para incluir outros componentes na análise do intercâmbio (e.g., Haggerty et al., 2000; O'Connor et al., 2010; Worman et al., 2002; Boano et al., 2007). O modelo [STAMMTL](#) adiciona transferência de massa com razões múltiplas para os modelos de transporte (Haggerty e Reeves, 2002). [O modelo de transporte de soluto em rios](#) inclui a designação de locais de armazenamento separados e o refinamento dos intercâmbios hiporréicos (Marion et al., 2008). Consulte Boano e outros (2014) para uma discussão mais completa de métodos de modelação de traçadores.

Como as técnicas de análise têm avançado, novos modelos levam em conta escalas de tempo de intercâmbio variáveis e mecanismos de armazenamento múltiplos (Harey e Fuller, 1998; Haggerty et al., 2009). Alguns pesquisadores (e.g., Haggerty et al., 2009; Liao e Cipka, 2011; Liao et al., 2013) têm desenvolvido métodos para examinar mudanças geoquímicas na água que circula na zona hiporréica. As mudanças transientes de profundidades do canal da drenagem e vegetação são observadas ao mudar as condições de retenção da drenagem, e estudos que podem necessitar ao considerar mudanças nas condições físicas da drenagem (e.g., Harvey et al., 2003).

[Retorne para onde o texto se liga a Caixa 8](#)

Caixa 9 - Modelo de Mistura Utilizado para Separar o Fluxo de Base da Drenagem

Kish e outros (2010) examinaram o uso da abordagem de balanço geoquímico de massa para determinar a porção da água subterrânea que contribui para o rio Hillsborough no centro-oeste da Florida, EUA. Eles utilizaram a abordagem do balanço geoquímico de massa (BGM) que considera fluxos, e ânions, cátions e isótopos estáveis, e um balanço de massa de condutividade (BMC) (Stewart et al., 2007) que depende de medidas contínuas e pontuais de condutividade específica. Ambos o fluxo da drenagem e a água subterrânea foram dominados por íons de maiores concentrações similares, e tipo de água bicarbonatada cálcica. A água da drenagem tornou-se diluída pela precipitação e escoamento durante os eventos de altas vazões. A falta de amostragem contínua de íon durante os eventos de escoamento e as altas descargas limitou a aplicação da BGM para a “baixa intensidade” de eventos de escoamentos. Os conjuntos de dados contínuos coletados como parte da abordagem BMC provou ser mais útil em decifrar o fluxo de base. Os resultados mostraram que a média da proporção da água subterrânea (fluxo de base) no escoamento da drenagem variou de 31 a 100 por cento (Tabela Caixa 9-1).

Tabela Caixa 9-1 – Análises de fluxo de base para locais SR39 e HRSP mostrando balanço derivado de estimativas de fluxo e base utilizando as abordagens BGM e BMC, rio Hillsborough, Florida, EUA (Kish et al., 2010).

Local	Evento de Tempestade	Porcentagem do fluxo de base em descarga de pico e em média determinado pelos métodos BMC e BGM							
		Determinado de condutância específica contínua		Determinado de condutância específica amostrada		Determinado da concentração de cálcio		Determinado da concentração de magnésio	
		Pico	Média	Pico	Média	Pico	Média	Pico	Média
SR39	Setembro 2003	100	100	100	100	94,6	90,9	52,5	45,7
SR39	Março 2004	4,0	92,4	93,6	93,7	100	98,7	65,2	85,3
SR39	Agosto-Novembro 2004	<10,0	31,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SR39	Janeiro 2005	100	100	100	100	100	100	100	100
SR39	Fevereiro 2005	100	100	100	100	100	100	100	98,6
HRSP	Julho 2004	50,8	87,9	Nd	nd	nd	nd	nd	nd
HRSP	Setembro-Novembro 2004	<10,0	36,4	Nd	nd	nd	nd	nd	nd
HRSP	Janeiro 2005	100	100	100	100	100	100	100	100
HRSP	Fevereiro 2005	100	100	100	100	51,8	92,0	36,5	89,1
HRSP	Setembro 2009	nd	nd	<10,0	44,7	nd	nd	nd	nd

[Retorne para onde o texto se liga a Caixa 9 ↑](#)

10 Soluções dos Exercícios

Solução do Exercício 1

- 1) Os modelos conceituais apresentados neste livro mantêm as condições simples usando um valor constante de condutividade hidráulica, seções transversais alinhadas com as linhas de fluxo de água subterrânea e seções transversais desenhados sem exageros verticais. Examine a Figura Exercício 1 abaixo. A seção transversal na Figura Exercício 1a, é construída paralela ao fluxo, como indicado pela linha vermelha (A-R-B). Sob as condições ilustradas na Figura Exercício 1, pense sobre as consequências de utilizar dados de carga para interpretar o campo de fluxo de uma seção transversal construída em ângulos retos para a drenagem como indicado pela linha C-R-D. Para fazer a comparação use A-R e C-R. Explique por que a seção transversal ao longo da linha A-R representa corretamente o fluxo horizontal e vertical de água subterrânea, mas os dados de carga e de fluxo na seção transversal C-R não representa apropriadamente as condições de fluxo.

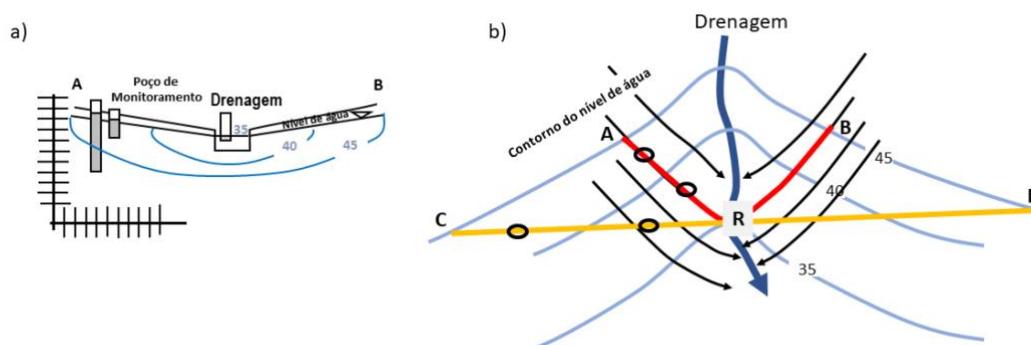
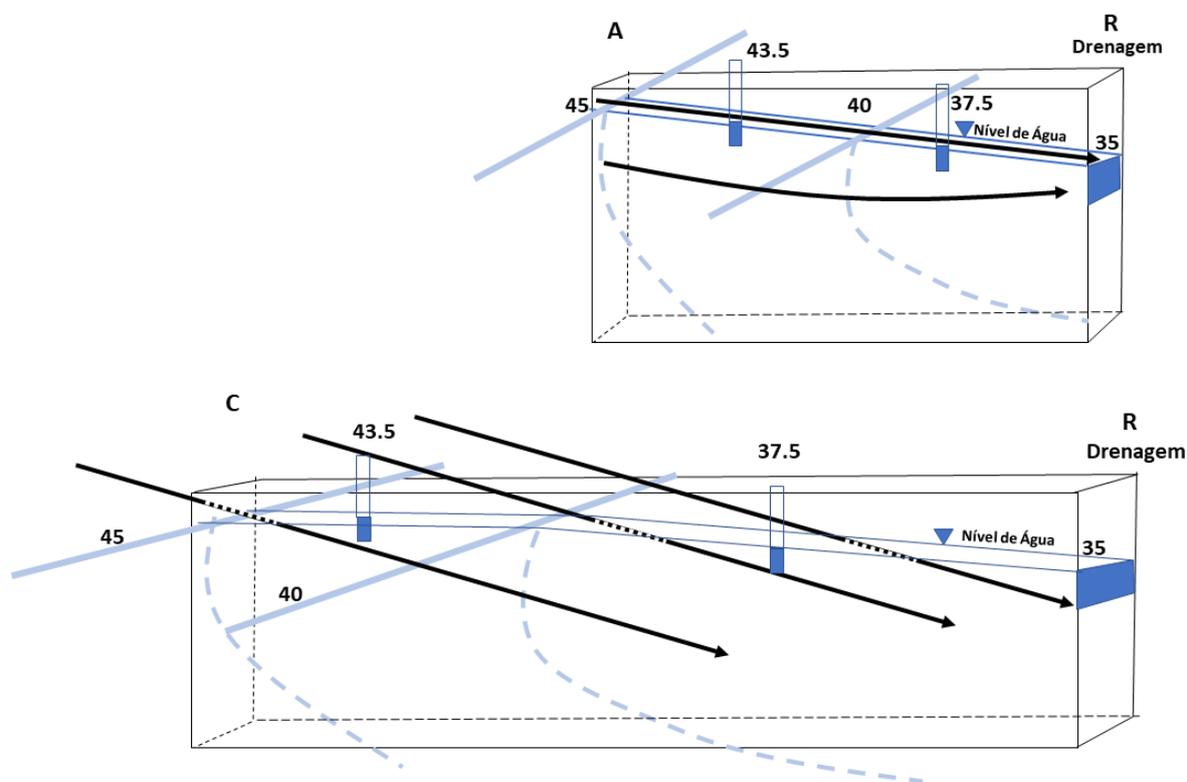


Figura Exercício 1 – Seção transversal e vista em mapa de uma drenagem. As condições hidrogeológicas são isotrópicas e homogêneas, e as condições da água subterrânea são efluentes. As formas ovais pretas representam a locação dos poços de monitoramento nas seções transversais. R está localizado onde as seções transversais interceptam a drenagem. a) A seção transversal não possui exagero vertical. A seção é construída ao longo das linhas de fluxo das águas subterrâneas (linhas vermelhas A-R e B-R) mostradas em (b). Os limites da esquerda e direita da seção transversal coincide com o contorno da carga de 45 (depois de Healy et al., 2007). b) Vista em mapa do campo de fluxo para a drenagem efluente. Os contornos do nível de água subterrânea estão em azul e as linhas de fluxo de água subterrânea em preto. A linha vermelha, A-R-B, mostra a locação de uma seção transversal em (a). A linha laranja, C-R-D, é a seção transversal construídas em ângulos retos em relação ao rio (Woessner, 2020).

SOLUÇÃO:

A construção de seções transversais ao longo de uma linha de fluxo (A-R da Figura Exercício 1 resulta no fluxo de água subterrânea dentro e paralelo a seção transversal. A seção transversal é uma fatia do sistema de água subterrânea, e que para a carga e as linhas equipotenciais serem representadas acuradamente, o fluxo deve estar no plano da seção transversal (veja A-R abaixo). Portanto, sob condições isotrópicas e homogêneas, as linhas de fluxo localizadas no mapa e na seção transversal cruzarão as

linhas equipotenciais em ângulos retos. Se as condições de fluxo são anisotrópicas, eles cruzarão as linhas equipotenciais a um ângulo apropriado como discutido no livro do Projeto Água Subterrânea intitulado [Hydrogeologic Properties of Earth Materials and Principles of Groundwater Flow](#)⁷.



A seção transversal A-R está desenhada em paralelo às linhas de fluxo de modo que as linhas de fluxo dentro da seção transversal estão em ângulos retos em relação às linhas equipotenciais e os valores de carga nos poços de monitoramento estão uniformemente espaçados.

A seção transversal C-R está posicionada em ângulo reto a drenagem, assim ela cruza as linhas de fluxo que expressa o movimento do fluxo para dentro e para fora da seção (porções pontilhadas de linhas pretas na seção transversal). Também, a mudança de carga de 45 a 35 ocorre a uma longa distância do que em A-R, então a distribuição da carga (baixo gradiente) não é representativa na seção construída em paralelo ao fluxo. Desde que o fluxo não esteja paralelo a seção transversal (i.e., ao longo da linha C-R), a distribuição da carga e a posição das linhas de fluxo não estarão apropriadamente representadas. Usando os valores de carga obtidos ao longo dessa seção, gradientes de escoamento serão produzidos e não serão representativos do fluxo ao longo dessa linha de fluxo.

Em alguns casos pode ser apropriado colocar poços em ângulos retos em drenagens para calcular gradientes e interpretar condições de fluxo vertical. No entanto, se o fluxo de água subterrânea que vai ou vem do canal de drenagem ocorrer em algum outro ângulo para o canal da drenagem, pontos adicionais de monitoramento serão necessários para que

a seção transversal ao longo da linha de fluxo possa ser construída. Quando essas condições são encontradas, as condições de fluxo vertical e horizontal dentro de uma seção transversal serão corretamente representadas.

[Retorne ao Exercício 1](#) ↑

Solução do Exercício 2

- 2) Examine a seção transversal com escala da Figura Exercício 2 mostrando dois corpos de água superficial (azul sólido: rios, lagos ou áreas úmidas) em meio isotrópico e homogêneo. As linhas equipotenciais (pontilhadas) foram construídas de uma rede de poços de monitoramento contendo poços aninhados (linhas pretas verticais) abertos somente na base. O nível de água subterrânea é indicado pela linha azul sólida. As linhas equipotenciais representam intervalos de 5 (quaisquer unidades podem ser usadas)
- Construa linhas de fluxo.
 - Marque os sistemas de fluxo local, intermediário e regional se eles estão presentes
 - Identifique onde os pontos de estagnação se formam e coloque um círculo nas locações da seção transversal se eles estão presentes.

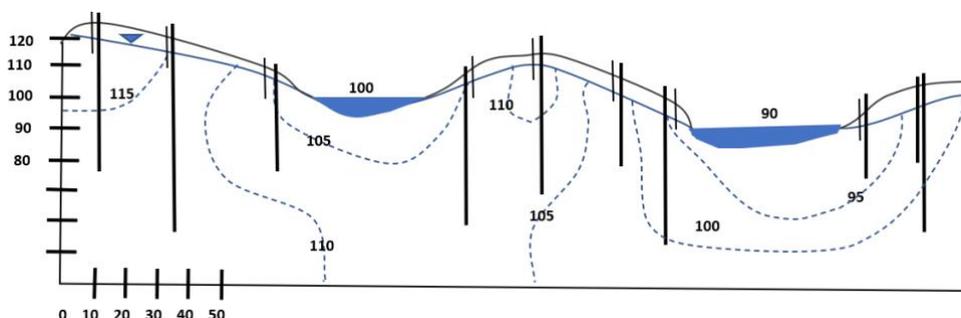
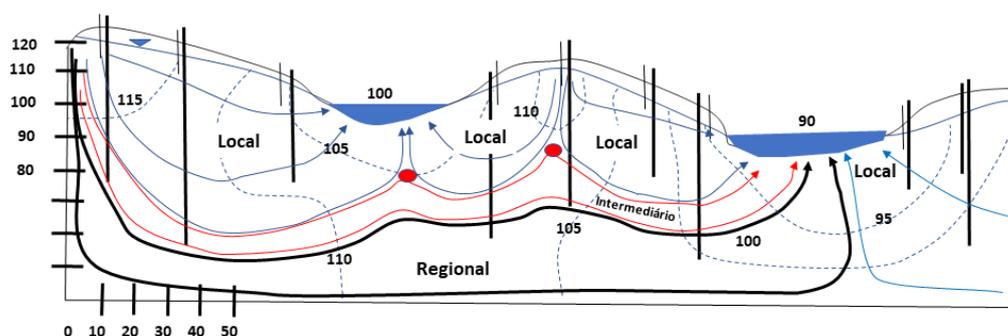


Figura Exercício 2 – Seção transversal com escala de um sistema hidrologicamente isotrópico e homogêneo com dois corpos de água. As elevações são mostradas no eixo vertical e os níveis dos corpos de água são valores relativos. As linhas pretas verticais representam locações de poços de monitoramento onde os dados de carga foram coletados. Os poços são abertos somente na base. Linhas pontilhadas são linhas equipotenciais de intervalo de 5 unidades (Woessner, 2020).

SOLUÇÃO:

- As linhas de fluxo (setas azuis, sistema local; setas vermelhas, sistema intermediário; setas pretas, sistema regional) são construídos em ângulos retos em relação às linhas equipotenciais. Muitas linhas de fluxo agrupam-se na área de recarga do lado esquerdo da porção superior.



- b) Os sistemas de fluxo são marcados. Os sistemas de fluxo local (setas azuis) originam-se nas áreas de recarga (nível freático alto) e descarregam em áreas adjacentes (neste caso, corpos de água superficial). O sistema intermediário (setas vermelhas) origina-se na área de recarga (a esquerda) e descarrega na área de descarga em local não imediatamente adjacente a área de recarga. Ele incorpora pelo menos um sistema de fluxo local. Ele descarrega na feição de água superficial com uma elevação de 90. O sistema de fluxo regional (setas pretas) inicia a esquerda e flui por baixo dos sistemas de fluxo local e intermediário, descarregando na feição de água superficial com elevação de 90.
- c) As zonas de estagnação (pontos vermelhos) ocorrem nos divisores de água subterrânea onde os sistemas de fluxo convergem (local e intermediário). Winter (1976) descreve um ponto de estagnação como "... um ponto no divisor (entre sistemas de fluxo) pelo qual a carga é um valor mínimo comparado com todos os outros pontos ao longo do divisor." ... "Ele é um ponto no campo de fluxo ao qual os vetores de fluxo são iguais e, direções opostas e, portanto, se cancelam... O ponto de estagnação é um ponto de desvio das trajetórias do fluxo de água subterrânea." Neste sistema, os pontos de estagnação ocorrem no divisor de fluxo onde dois sistemas de fluxo local e intermediário se convergem.

[Retorne ao Exercício 2 ↑](#)

Solução do Exercício 3

- 3) Um estudo de intercâmbio de um tanque foi conduzido com a instalação de três infiltrômetros (A, B, C) e três minipiezômetros adjacentes (pequenos círculos abertos pretos) como mostrado na Figura Exercício 3. Utilizando os dados fornecidos, calcule o que se segue:
- A condutividade hidráulica vertical dos sedimentos de fundo na localização A.
 - O GHV (gradiente hidráulico vertical) para B
 - O fluxo de infiltração para C

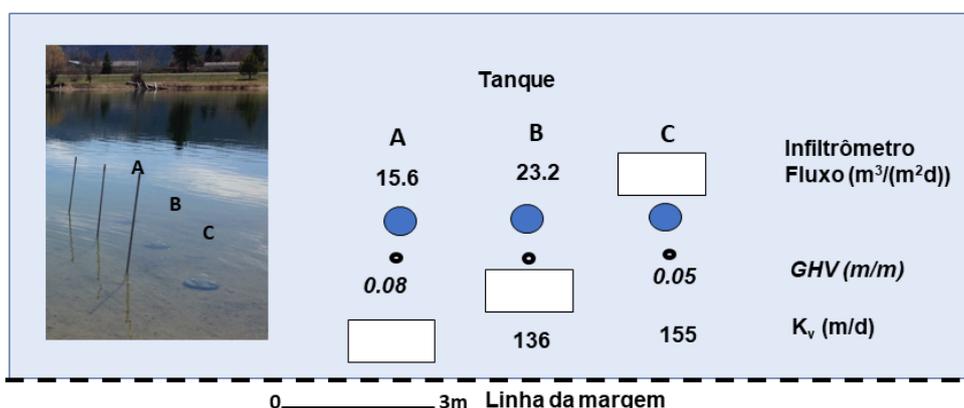


Figura Exercício 3 – Um estudo de intercâmbio de um tanque construído em um aquífero de areia e cascalho. Três infiltrômetros, A, B e C (tambores azuis no quadro e círculos azuis no mapa em planta), foram instalados cerca de três metros da linha da margem. Adjacentes aos medidores, minipiezômetros (tubos verticais na foto e círculos pretos abertos no mapa) foram perfurados cerca de 15 cm para dentro dos sedimentos de areia e cascalhos no leito do lago. Taxas de infiltração, GHV, e estimativas da condutividade hidráulica vertical foram obtidos para cada das três localizações dos infiltrômetros (Woessner, 2020).

SOLUÇÃO:

Os infiltrômetros medem diretamente a infiltração da água subterrânea, o fluxo (q). Utilizando a lei de Darcy, a relação entre infiltração, gradiente vertical e condutividade hidráulica vertical é a que se segue:

$$q = Q/A = -K_v \Delta h / \Delta L_v = -K_v (GHV)$$

onde:

K_v é a condutividade hidráulica vertical (L/T)

Δh é a mudança na carga na direção do fluxo da água subterrânea, a mais baixa carga menos a mais alta carga, neste caso (elevação da superfície do lago) – (elevação da água subterrânea) (L)

ΔL_v é a diferença entre a base do lago e o final aberto do minipiezômetro (L)

GHV é o gradiente hidráulico vertical = $-\Delta h / \Delta L_v$ é a entrada de um gradiente negativo quando utilizado com a Lei de Darcy (sem dimensão)

O sinal de GHV é usado para indicar se a água subterrânea está fluindo para o lago (positivo) ou a água do lago está fluindo para a água subterrânea (negativo)

- a) A condutividade hidráulica vertical dos sedimentos do leito para A é calculado como

$$K_v = -q/GHV = -15.6 \text{ m}^3/(\text{m}^2\text{d})/-0.08 = 195.0 \text{ m/d}$$

- b) O GHV correspondente para B é

$$GHV = q/K_v = 23.2 \text{ m}^3/(\text{m}^2\text{d})/136 \text{ m/d} = 0.17 \text{ m/m}$$

Dado que as medidas de campo das diferenças de carga não foram fornecidas, o GHV é positivo baseado na outra informação dada para B. O fluxo do infiltrômetro é positivo assim como um GHV ascendente (positivo) deve estar ocorrendo.

- c) O fluxo do infiltrômetro para C é

$$q = -K_v GHV = -155 \text{ m/d} (-0.05) = 7.8 \text{ m}^3/(\text{m}^2\text{d})$$

Mais uma vez, o GHV é inserido como um gradiente hidráulico negativo e o fluxo, q , é positivo. O fluxo neste local é ascendente da água subterrânea ao lago.

[Retorne ao Exercício 3](#) ↑

Solução do Exercício 4

- 4) Um balanço hídrico para um lago subtropical avaliou que descargas no canal de drenagem de água superficial (34%), precipitação direta (24%) e descarga de água subterrânea (14%), dominaram os fluxos. A água deixa o lago por fluxo laminar para o pântano (65%), evaporação (34%), e saída de fluxo de água subterrânea (1%). A carga de Nitrogênio para o lago foi também um tema de interesse e o lago foi classificado como distrófico (hipoxia crônica e altas concentrações de amônia não ionizada). A água subterrânea foi calculada para liberar 48% da carga. Esforços de restauração foram iniciados em 1996 e incluíram a remoção de sedimento orgânico, dragagem e plantação de vegetação nativa. É necessária uma restauração adicional para redução de nitrogênio. O lago está em uma depressão criada pela dissolução de calcário. Um estudo da infiltração do lago foi conduzido utilizando vinte infiltrômetros de 208 litros e minipiezômetros instalados próximos a cada medidor (Figura Exercício 4). Os medidores foram instalados e as taxas de infiltração medidos a cada 14 dias de outubro ao meio de maio. Os medidores 1-14 foram localizados na zona marginal e 15-29 foram em águas abertas. Os medidores foram equilibrados por três meses antes do estudo entrar em operação. As bolsas foram preenchidas com 1000 ml de água deionizada para cada evento de infiltração. Os minipiezômetros foram colocados em perfurações escavadas no leito de sedimento e rochoso e preenchido com areia e bentonita. As amostras para qualidade das águas foram coletadas nos minipiezômetros. As taxas médias de infiltração e concentração de nitrogênio total foram calculadas para cada um dos vinte locais (Tabela Exercício 4).

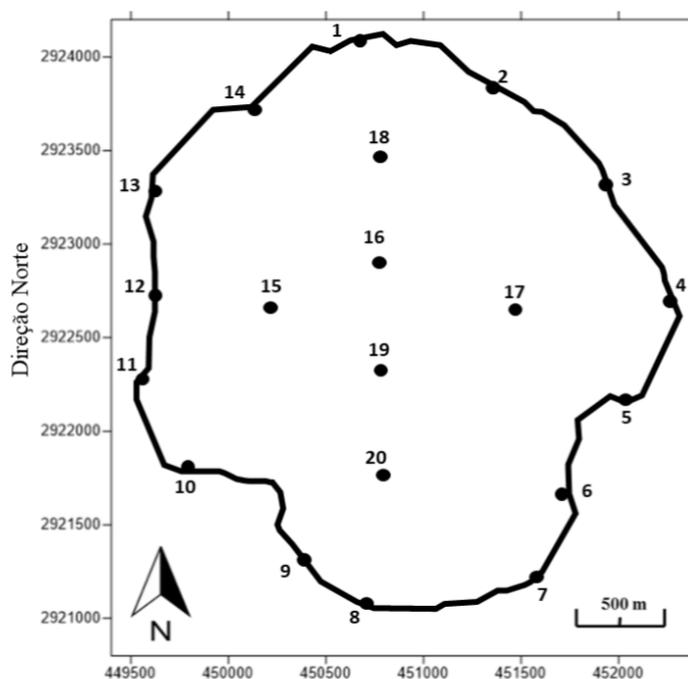


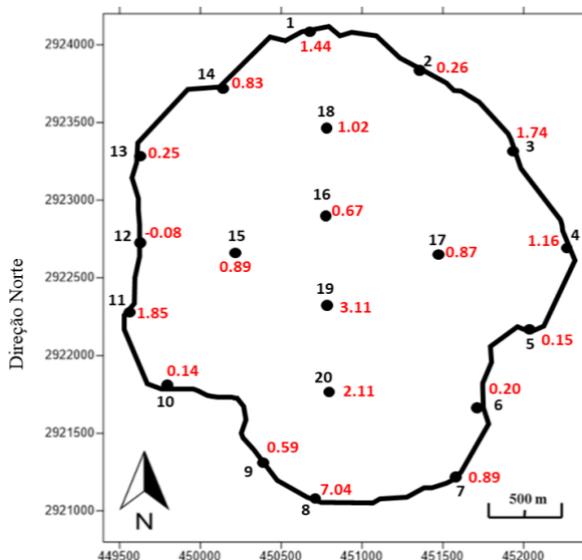
Figura Exercício 4 – Mapa de localização das instalações dos infiltrômetros e minipiezômetros (pontos pretos e números) em um lago (modificado de Lucius, 2016).

Tabela Exercício 4 – Taxas de infiltração & concentrações de Nitrogênio Total (Lucius, 2016).

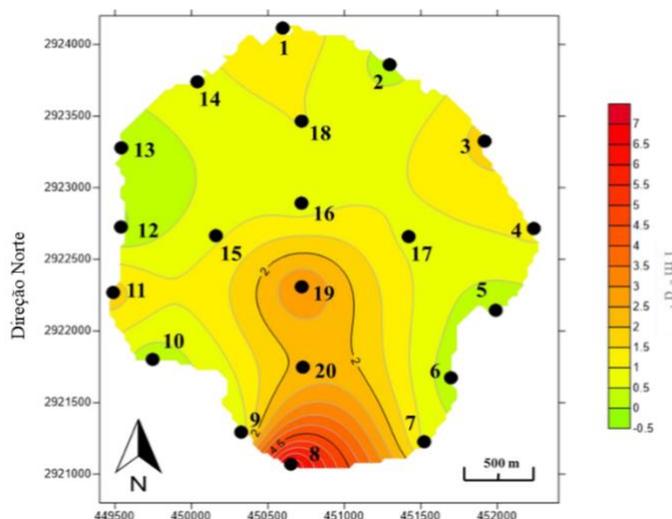
Local	Norte	Leste	Infiltração Média (L/m ² /d)	Nitrogênio Total Média (mg/l)
1	450593,39	2924113,61	1,44	11,84
2	451291,49	2923858,38	0,26	17,7
3	451916,45	2923324,12	1,74	9,06
4	452238,73	2922714,82	1,16	4,38
5	451989,45	2922144,28	0,15	20,32
6	451695,94	2921673,69	0,2	17,1
7	451520,61	2921227,23	0,89	4,55
8	450647,05	2921081,35	7,04	5,45
9	450321,19	2921294,35	0,59	5,64
10	449740,75	2921801,64	0,14	13,02
11	449481,89	2922268,64	1,85	4,16
12	449533,30	2922725,53	-0,08	6,01
13	449535,09	2923278,14	0,25	4,74
14	450033,85	2923738,93	0,83	6,49
15	450155,54	2922664,82	0,89	52,28
16	450716,41	2922891,76	0,67	28,53
17	451418,80	2922658,34	0,87	24,27
18	450717,27	2923464,25	1,02	11,24
19	450717,90	2922308,40	3,11	23,78
20	450725,32	2921747,50	2,11	6,46

SOLUÇÃO:

- a) Coloque os dados da infiltração média no mapa de localização e contorne utilizando um intervalo de 0,5 L/ (m².d). Onde a infiltração está concentrada? A percolação da água é do lago para a água subterrânea? Você classificaria o lago como efluente, influente, efluente-influente ou misto? Sustente sua resposta.



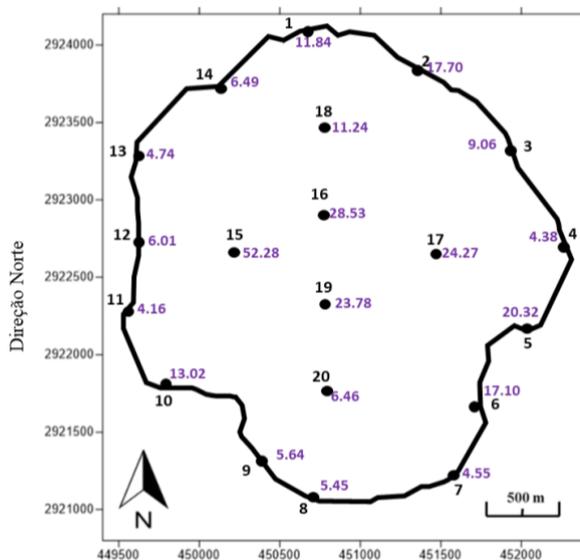
Trace os valores médios de infiltração no mapa base L/m².d.



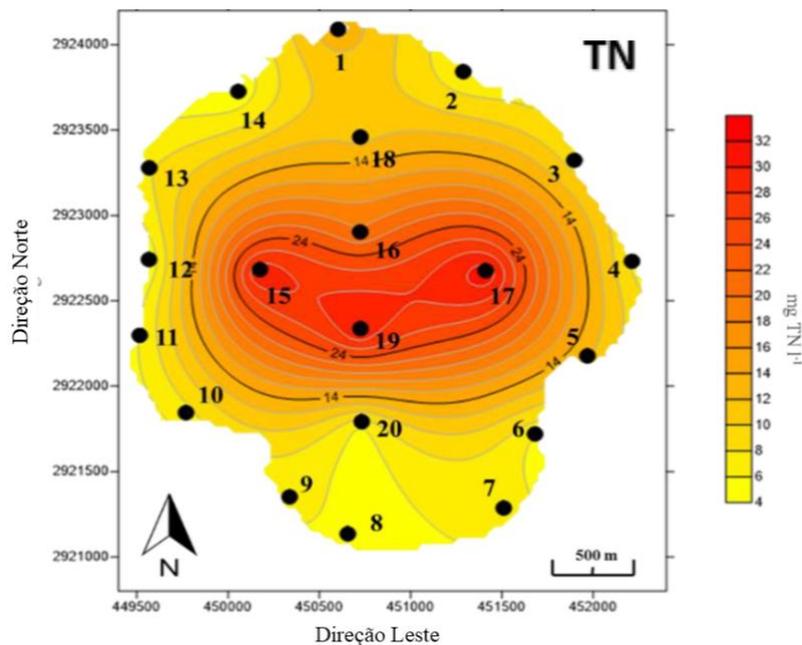
Taxas de infiltração média em L/m².d contornado com Surfer 12, de Lucius (2016)

A infiltração está concentrada na porção sul do fundo do lago e na linha das margens, 8, 20, 19. O lago está recebendo a descarga de água subterrânea em todos os locais monitorados exceto na região do ponto 12 onde a água foi encontrada infiltrando do lago (infiltração negativa, baixa taxa). O lago seria classificado como efluente ou lago com ganho pois as taxas de infiltração são positivas na linha da margem e na parte principal do lago.

- b) Coloque os dados da média do nitrogênio total na segunda cópia do mapa de localização. Utilize o contorno com intervalo de 2 mg/l. Onde estão as concentrações mais altas do nitrogênio total? Eles correspondem com a taxas de infiltração mais elevadas?



Trace os valores médios de nitrogênio total em mg/L.



Média das concentrações de N total em mg/l contornado pelo Surfer 12, de Lucius (2016).

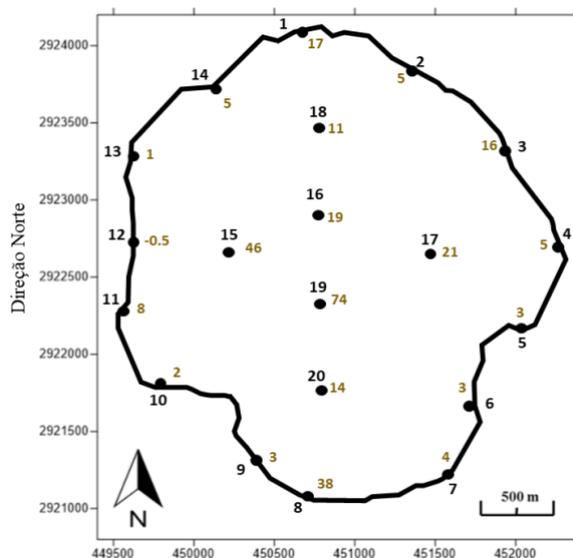
O valor mais alto das concentrações de N total foram encontrados na área central do lago, 19, 15 e 17. Estes locais têm relativamente altas taxas de infiltração; entretanto, a concentração de nitrogênio foi relativamente baixo na locação 8 onde a mais alta taxa de infiltração foi registrado.

- c) Calcule a carga média de nitrogênio total em cada locação e contorne os dados. Utilize um intervalo de contorno de 20 mg/(m²d). Discuta como a média dos dados da qualidade da água do infiltrômetro e dos minipiezômetros podem ser utilizados para marcar esforços de remediação de redução de nitrogênio. Pense sobre qual outra informação hidrogeológica é necessária para concluir as metas de remediação (visão geral).

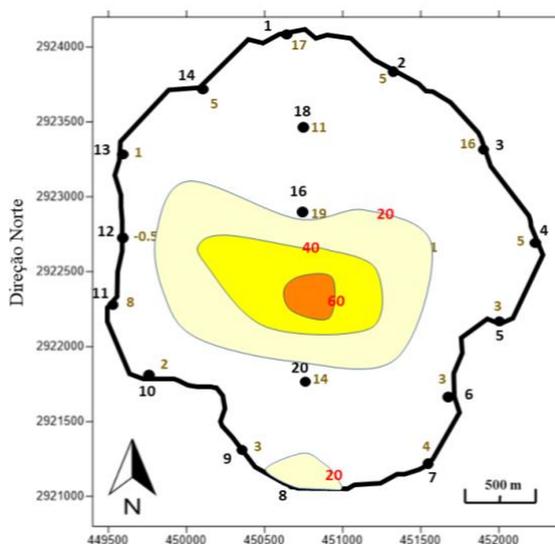
A carga total em unidades de mg/m²d foi calculada pela multiplicação dos valores médios da taxa de infiltração e da carga de nitrogênio total na tabela.

Local	Média de Carga de N total mg/m ² /d
1	17
2	5
3	16
4	5
5	3
6	3
7	4
8	38
9	3
10	2
11	8
12	-0,5
13	1
14	5
15	47
16	19
17	21
18	11
19	74
20	14

Os valores da tabela foram arredondados para o número inteiro mais próximo com a exceção do valor negativo no local 12. Valores foram postos nas locações mostrados no mapa e então contornados na mão utilizando interpolação linear.



Carga Média de Nitrogênio Total em unidades de $\text{mg/m}^2/\text{d}$.



Carga Total contornado a mão utilizando um intervalo de $20 \text{ mg/m}^2/\text{d}$

A carga de nitrogênio total está concentrada no centro do lago onde as concentrações de nitrogênio total da água subterrânea eram altas e as taxas de infiltração eram também elevadas. A carga também ocorreu na vizinhança da locação 8, principalmente porque as taxas de infiltração de água subterrânea eram altas, apesar das concentrações de nitrogênio total serem somente 6.43 mg/l . Os esforços de redução do nitrogênio deveriam focar a área fonte da água subterrânea que vaza para a parte central do lago. Poços de monitoramento adicionais são necessários para identificar as trajetórias de fluxo na vizinhança do lago de modo que estas trajetórias da área central do lago possam ser rastreadas gradualmente até a fonte. Fontes de nitrogênio encontradas entre a área de recarga e a área fonte, seriam identificadas, e uma avaliação ser realizada para ver se o

nitrogênio total que entra no sistema pode ser reduzido. Outras abordagens incluiriam controles de engenharia tais como a redução da taxa de infiltração de nitrogênio rico do lago pela captura, e tratamento da água subterrânea antes dela atingir esse lago.

[Retorne para o Exercício 4](#) ↗

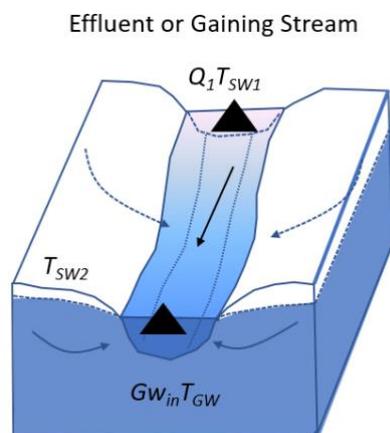
Solução do Exercício 5

- 5) Sob condições relativamente simples, a temperatura de uma água de drenagem pode ser usada para estimar o ganho líquido em água subterrânea por um efluente que alcança a drenagem. A Figura 71 apresenta o conceito. Se a vazão da drenagem do local a montante Q_1 é $2,0 \text{ m}^3/\text{s}$ e a temperatura mista da água da drenagem é 12°C , a temperatura do sistema raso de água subterrânea a ponto de jusante, Q_2 , é $8,2^\circ\text{C}$, e a medida da temperatura da drenagem no local de jusante, Q_2 , é $10,4^\circ\text{C}$, então:

SOLUÇÃO:

- a) Assumindo que ao longo desses dois quilômetros de segmento de rio, os outros componentes do balanço de calor sejam pequenos, qual é a quantidade líquida que descarrega neste trecho de rio?

A equação apresentada na Figura 71 mostra a descarga da drenagem e temperaturas para a entrada da água subterrânea.



$$Q_1 T_{SW1} + G W_{in} T_{GW} = Q_2 T_{SW2} = (Q_1 + G W_{in}) T_{SW2}$$

Baseada na informação dada: $Q_1 = 2,0 \text{ m}^3/\text{s}$; $T_{SW1} = 12^\circ\text{C}$; $T_{GW} = 8,2^\circ\text{C}$ e a 2 km a jusante do rio a temperatura do rio é $10,4^\circ\text{C}$. Portanto, a descarga de água subterrânea a $8,2^\circ\text{C}$ ao longo do trecho de 2 km é:

$$2,0 \text{ m}^3/\text{s} (12^\circ\text{C}) + G W_{in} (8,2^\circ\text{C}) = (2,0 \text{ m}^3/\text{s} + G W_{in}) (10,4^\circ\text{C})$$

$$24 \text{ m}^3/\text{s } ^\circ\text{C} + 8,2 G W_{in} ^\circ\text{C} = 20,8 \text{ m}^3/\text{s } ^\circ\text{C} + 10,4 G W_{in} ^\circ\text{C}$$

$$3,2 \text{ m}^3/\text{s } ^\circ\text{C} = 10,4 G W_{in} ^\circ\text{C} - 8,2 G W_{in} ^\circ\text{C} = 2,2 G W_{in} ^\circ\text{C}$$

$$3,2 \text{ m}^3/\text{s } ^\circ\text{C}/2,2 = \text{GWin} = 1,45 \text{ m}^3/\text{s}$$

Ao longo do trecho de 2 km, 1,45 m³/s de água subterrânea entrou na drenagem.

- b) Como os monitores de temperatura individuais instalados na drenagem e no seu leito, poderiam ser utilizados para verificar se a drenagem está ganhando água subterrânea neste trecho?

Um poço de monitoramento de pequeno diâmetro ou minipiezômetro poderia ser instalado em um número de locações ao longo dos 2 km do canal da drenagem. Medidores de temperaturas individuais isolados na perfuração do poço utilizando selantes poderiam fornecer leituras de temperatura vertical. Uma segunda abordagem poderia ser a inserção de uma sonda de temperatura de metal no leito da drenagem e registrar as variações de temperatura em locações verticais múltiplas. Em ambos os casos quando a água subterrânea estiver descarregando na drenagem, a temperatura no leito da drenagem refletirá a temperatura da água subterrânea. A temperatura permanecerá constante assim como a profundidade da amostragem abaixo do leito aumenta. As sondas só precisam ser inseridas a poucos 10 centímetros no leito da drenagem. Se um forte intercâmbio hiporréico está também ocorrendo nas porções do leito da drenagem, as temperaturas da água da drenagem podem influenciar as leituras até as sondas serem inseridas a profundidades onde domina a ressurgência de água subterrânea.

[Retorne para o Exercício 5](#) ↑

Solução do Exercício 6

- 6) O rastreamento do calor no leito dos corpos de água superficial é uma ferramenta barata e valiosa para seguir a direção dos intercâmbios estimando as propriedades hidráulicas do material do leito, e estimativa das taxas de intercâmbio. USGS (2003) Circular 1260 é uma fonte excelente que explica os princípios relevantes, métodos e abordagens de modelação. Reveja o documento <https://pubs.usgs.gov/circ/2003/circ1260/pdf/Circ1260.pdf>

SOLUÇÃO:

- a) Dos sete estudos de caso apresentados, escolha um e sumarie as metas, métodos e resultados. Inclua duas figuras chave para embasar seu resumo. A tabela de conteúdo do relatório é apresentada aqui.

Capítulo 1	Calor como traçador do movimento da água próximo a drenagens....1
Capítulo 2	O rio Grande – competindo demandas para um rio do deserto.....7
Capítulo 3	Rastreando calor em um leito de drenagem ao longo do rio Russian do norte da Califórnia.....17
Capítulo 4	O rio Santa Clara – o último rio natural de Los Angeles21
Capítulo 5	Rastreando calor em drenagens no centro da Bacia Willamette, Oregon.....29
Capítulo 6	Córrego Trout – avaliando a interação água subterrânea e superficial ao longo da drenagem alpina, Lago Tahoe, Califórnia.....35
Capítulo 7	Uso combinado de calor e conteúdo água-solo para determinar interações drenagem/ água subterrânea, Córrego Rillito, Tucson, Arizona47
Capítulo 8	Córrego Trout – estimando a duração do fluxo e as perdas de infiltrações ao longo de uma drenagem intermitente tributário do rio Humboldt, Lander e Condados Humboldt, Nevada57
Apêndice A	Determinando temperatura e propriedades termais para estudos baseados em calor de interações água superficial e água subterrânea73
Apêndice B	Modelando calor como traçador para estimar infiltração do leito de drenagem e condutividade hidráulica81
Referências91

Como um exemplo, é apresentado o sumário do relatório do Capítulo 6. Córrego Trout (Allander, K.K., 2003).

Propósito: Desenvolver informação na magnitude e refinamento da descarga de água subterrânea e a carga correspondente de nutriente da água subterrânea para tributários do Lago Tahoe. O córrego Trout foi escolhido para avaliação do

intercâmbio de água subterrânea porque o córrego fornece a segunda maior carga de sedimentos e nutrientes para o lago. Ele é urbanizado no trecho mais baixo, possui monitoramento em andamento, e tem sofrido restauração do canal no trecho urbano.

Métodos: Ao longo do estudo selecionado obtém: medidas de descarga de vazão da drenagem (levantamentos sinóticos); monitoramento de medidas de nível de água em poços de monitoramento rasos instalados no canal e ajustados com medidores automáticos; medições de temperatura do leito da drenagem utilizando sensores termais acoplados em dois locais a 5 metros abaixo do fundo da drenagem (a 2,1 m).

Resultados: Diferenças de nível de água entre o poço de monitoramento e a altura da drenagem variou sazonalmente (veja Figura 7 copiada abaixo).

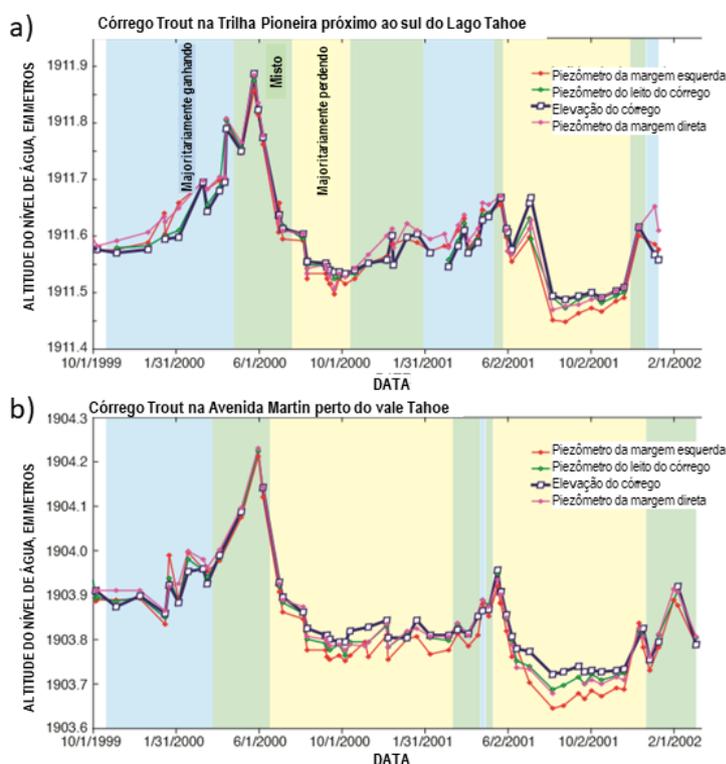


Figura 7. Hidrógrafas do nível de água dos piezômetros e elevação de água do córrego

O processo de intercâmbio variou sazonalmente como indicado pela GHVs medidos nos piezômetros.

Sumário: Os resultados do estudo mostraram um processo dinâmico de intercâmbio. A água subterrânea geralmente contribui para a vazão do córrego no inverno e início da primavera (azul na Figura 7), e a drenagem muitas vezes perde fluxo para a água subterrânea no verão e outono (amarelo na Figura 7). O próximo passo é combinar o intercâmbio de água subterrânea com as concentrações de nutrientes para produzir informação de carga.

- b) A publicação também fornece informação na modelação do fluxo de calor no Apêndice B: “Modelando calor como um traçador para estimar a infiltração do leito de drenagem e condutividade hidráulica” por Richard G. Niswonger e David E. Prudic. É útil estudar o apêndice antes de planejar a instrumentação de campo de modo que os esforços de campo gerem as informações requeridas para modelação. Leia o apêndice e a lista de parâmetros e condições de contorno necessários quando simular transporte de calor de um rio para o leito do rio.

Exemplo de configuração do Modelo, condições de contorno e feições:

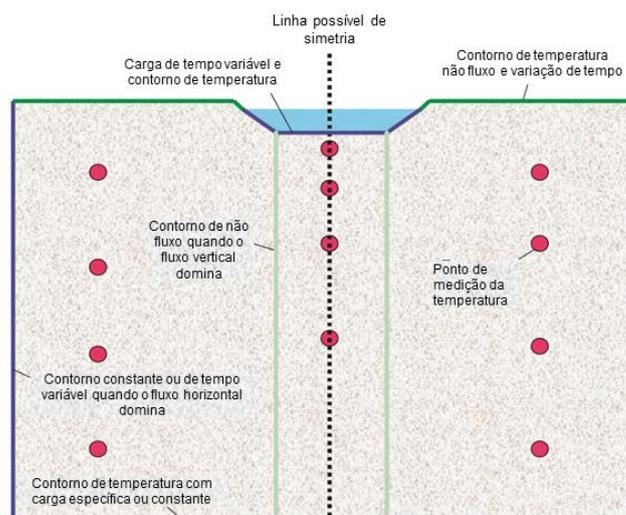
Contorno de Superfície

Carga especificada e temperatura variável com o tempo

Contorno do Fundo

Carga especificada e temperatura constante

Condições Iniciais



Estimativas iniciais de cargas e temperaturas no início da modelação

Parâmetros do Modelo

Exemplo de parâmetros na Tabela 1 (Apêndice B).

Tabela 1. Parâmetros utilizados no VS2DH para modelar calor como um traçador através de sedimentos fluviais

Parâmetro	Sensibilidade	Variação de valores
Parâmetros para fluxo saturado através de sedimentos fluviais		
Condutividade hidráulica saturada (m/s)	Alta	10^{-7} a 10^0
Razão entre condutividade hidráulica horizontal e vertical ¹	Alta	3 a 100
Porosidade ¹ (m^3/m^3)	Moderada	0,25 a 0,5
Dispersividade ² (m)	Moderada	0,01 a 1
Capacidade de calor de sedimentos secos ³ ($J/m^3 \text{ } ^\circ C$)	Moderada	$1,1 \times 10^6$ a $1,3 \times 10^6$
Condutividade Termal de sedimentos saturados ($W/m \text{ } ^\circ C$) ³	Moderada	1,4 a 2,2
Capacidade de calor da água a 20°C ⁴ ($J/m^3 \text{ } ^\circ C$)	Baixa	$4,2 \times 10^6$
Parâmetros adicionais para fluxo saturado variável através de sedimentos fluviais		
Parâmetros de condutividade hidráulica não saturada no modelo de retenção de van Genuchten ⁵		
α (por metro)	Moderada	1 a 500
η (expoente adimensional)	Moderada	1,1 a 2,8
Condutividade Termal no conteúdo de água residual ³ ($W/m \text{ } ^\circ C$)	Moderada	0,18 a 0,26
Conteúdo de água residual ⁵ (m^3/m^3)	Baixa	0,00 a 0,10

¹ Valores são de Freeze e Cherry (1979, p. 29, 32-34 e 37) para areia siltosa, areia limpa e cascalho.

² Dispersividade termal é assumido como análogo a dispersividade do soluto; Dispersividades de soluto são de Fetter (1993, p. 71-77) para escalas de observação entre 1 e 10 m.

³ Valores são para solos arenosos, lamosos e argilosos – veja Apêndice A, Tabela 1B

⁴ Veja Apêndice A, Tabela 1A.

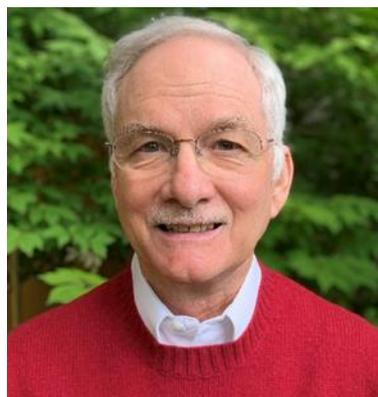
⁵ Valores são de Kosugi e outros (2002, p.743) para solos, e de Fayer e outros (1992, p. 693) para cascalho

Informações de Observação

Distribuição espacial e temporal de carga e temperaturas a serem utilizados como condições iniciais e na calibração do modelo.

[Retorne para o Exercício 6 ↑](#)

11 Sobre o Autor



Dr. William W. Woessner é Professor Emérito Regente de Hidrogeologia da Universidade de Montana. Ele ensinou cursos introdutórios e de pós-graduação em ciências hidrogeológicas; é ex-Diretor do Centro de Ciências Riverinas e Re-naturalização de Cursos de Água, e Presidente da Woessner Hydrogeologic. Com mais de 40 anos de experiência, ele orientou mais de 60 estudantes de pós-graduação, muitos dos quais fundaram ou trabalham em empresas de consultorias ambientais; consultor para agências locais, estaduais e federais, corporações e organizações sem fins lucrativos, aplicando abordagens de campo e modelos para resolver questões sobre desenvolvimento e gerenciamento de água subterrânea, incluindo projetos de poços de produção e instalação, e uso da água. Ele tem proposto resoluções para eventos de contaminação de água subterrânea, e identificou como as interações água subterrânea-superficial afetam os sistemas ecológicos. Dr. Woessner é o coautor de duas edições do “Aplicação de Modelo de Água Subterrânea: Simulação de Fluxo e Transporte Advectivo”, pesquisador pela Fullbright – NAWI Áustria em 2011, membro da Sociedade Geológica da América, professor palestrante da Birdsall-Dreiss Lecturer em 2005, e recebedor do prêmio O.E. Meinzer. Em adição ele é membro vitalício da Associação Nacional de Água Subterrânea e recebeu o prêmio John Hem em Excelência na Ciência e Engenharia em 2008.

12 Sobre a Tradutora



Sueli Yoshinaga Pereira é Professora Associada Colaboradora pela Universidade de Campinas – UNICAMP, responsável pela área de Hidrogeologia até 2017; e de disciplinas como Geologia Urbana, Gestão Mineral e Ambiental, Análise e Gestão de Bacias hidrográficas, Gestão dos Recursos Hídricos Subterrâneos, e Hidrogeologia. Orientou até o momento 33 mestrados e 13 doutorados. Coordenou e participou de projetos multidisciplinares de estudos geológico-geotécnicos para subsidiar o planejamento de municípios, pesquisas em aquíferos fraturados, aquíferos sedimentares, de avaliação hidrogeológica regional, localização de áreas para disposição de resíduos industriais, aterros sanitários, hidroquímica e águas minerais. Trabalhou em pesquisas sobre geotermia de baixa entalpia, subsídios geológicos para implantação de aterramentos elétricos, e transmissibilidade de falhas em pesquisas de petróleo. Os estudos de interação água subterrânea e superficial, em regiões costeiras e planícies aluviais foram assuntos de relevância nas atividades de pesquisa, visto a dinâmica de interação entre ambientes diferenciados, com interferência das atividades humanas, assim como pesquisas em hidroquímica, qualidade das águas, e contaminantes emergentes (e.g. Gadolínio e fármacos) em águas subterrâneas de ambientes aluviais.

Por favor considere se inscrever na lista de e-mails do Projeto Água Subterrânea e mantenha informado sobre novos lançamentos de livros, eventos e meios de participar do Projeto Água Subterrânea. Quando você assinar nossa lista de e-mail, ela nos ajudará a construir uma comunidade global sobre água subterrânea. [Assine aqui](#).



Modificações do Lançamento Original

página i, ii, removido as fontes em versalete

página iii, adicionado o link para inscrição de e-mail do Projeto Água Subterrânea.

página iii, adicionada a informação da citação

página viii-ix, Tabela de Conteúdo atualizado

página 21, Legenda da Figura 21, um traço foi inserido depois da “Figura 21”.

página 24, 3 linhas acima da base, mudou de “Figura 25” para “Figura 26”.

página 72, último parágrafo, mudou (Figura 67C) para (Figura 67c).

página 74, linha 8 do primeiro parágrafo cheio, mudou “água-profunda” para “água profunda” (*versão em português: água profunda).

página 74, 3 linhas antes da Figura 68, removido o hiperlink para o website da USGS para “medidor de fluxo eletrônico” porque ele não existe mais, também mudou (EFN) para (EFM, *versão em português, MFE – medidor de fluxo eletromagnético)

página 85, final do primeiro parágrafo da seção 5.9, mudou “Figura 29 e 30” para “Figuras 29 e 30”.

página 95, primeiro parágrafo, mudou “Examine Figura P1 abaixo” para “Examine a Figura Exercício P1 abaixo”.

página 101, citação de Bisson et al. (2006), mudou de “em Métodos, em Ecologia de Drenagens” para “em Métodos em Ecologia de Drenagem”.

página 110, citação de Marion et al. (2008), mudou para os últimos 4 dígitos do DOI de 7073 para 7037, e o link foi revisado.

página 122, primeiro parágrafo, terceira linha, mudou a aspa simples de Fonte' para a dupla aspa, Fonte".

página 135, primeira linha, mudou "Figura Caixa 6-2" para "Figura Caixa 6-3".

page 135, first line, changed "Figure Box 6-2" to "Figure Box 6-3".

página 135, legenda da figura, mudou "Figura Caixa 6-2" para Figura Caixa 6-3".

página 137, Segundo parágrafo, mudou o hyperlink para "Solute Transport in Rivers Model" para <https://www.diva-portal.org/smash/record.jsf?pid=diva2%3A496652&dswid=799>, porque o link originl foi para página em branco.

página 138, final do primeiro parágrafo, mudou de "Tabela Caixa 8-1" para "Tabela Caixa 9-1".

página 139, primeiro parágrafo, mudou de "Examine P1 abaixo" para "Examine Figura Exercício 1 abaixo".

página 139, fundo, mudou o título do livro de "Propriedades Hidrológicas..." para "Propriedades Hidrogeológicas..."

página 140, terceiro parágrafo, removido a quebra de linha entre "Desde que o" e "fluxo não é paralelo".

página 143, primeira equação, mudou de Dh/DL_x para $\Delta h/\Delta L_x$.

página 144, última equação, substituiu um sublinhado após o sinal, por um espaço.

página 144, penúltima linha, mudou a fonte de q , para o itálico, q .

página 151, última equação, removeu-se o °C depois do GWin, então: $3.2 \text{ m}^3/\text{s } ^\circ\text{C}/2.2 = \text{GWin} = 1.45 \text{ m}^3/\text{s}$.

página 207, adicionou-se o link para a inscrição de e-mail para o Projeto Água Subterrânea.