

# Hidrogeofísica de Fibra Óptica Distribuída

Scott W. Tyler, John S. Selker, Thom Bogaard,  
Nick van de Giesen, Juan Aquilar-López  
Tradutora: Raisia C. R. Alves Pulley

# *Hidrogeofísica de Fibra Óptica Distribuída*

*The Groundwater Project*

## *Scott W. Tyler*

*Professor*

*Departamento de Ciências Geológicas e Engenharia  
Universidade de Nevada  
Reno, Nevada, EUA*

## *John S. Selker*

*Professor*

*Departamento de Engenharia Biológica  
e Ecológica  
Universidade Estadual do Oregon  
Corvallis, Oregon, EUA*

## *Thom Bogaard*

*Professor*

*Departamento de Ciências Geológicas e  
Engenharia  
Universidade de Nevada  
Reno, Nevada, EUA*

## *Nick van de Giesen*

*Professor*

*Departamento de Gestão de Água  
Universidade de Tecnologia de Delft  
Delft, Holanda*

## *Juan Aguilar-López*

*Professor Assistente,*

*Departamento de Engenharia Hidráulica  
Universidade de Tecnologia de Delft  
Delft, Holanda*

*Tradutora: Raísa C. R. Alves Pulley*

*Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil*

# *Geofísica de Fibra Óptica Distribuída*

*The Groundwater Project  
Guelph, Ontário, Canadá  
Versão 4, Março de 2023*

O The Groundwater Project depende de financiamento privado para a produção de livros e a gestão do Projeto.

Por favor, considere patrocinar o Projeto Groundwater para que nossos livros continuem disponíveis gratuitamente. <https://gw-project.org/donate/>

Obrigado.

Todos os direitos reservados. Esta publicação é protegida por direitos autorais. Nenhuma parte deste livro pode ser reproduzida em qualquer forma ou por qualquer meio sem a permissão por escrito dos autores (para solicitar a permissão, entre em contato com: [permissions@gw-project.org](mailto:permissions@gw-project.org)). A distribuição e reprodução comercial são estritamente proibidas.

Os trabalhos do GW-Project podem ser baixados gratuitamente em [gw-project.org](http://gw-project.org)<sup>↗</sup>. Qualquer pessoa pode usar e compartilhar links do projeto [gw-project.org](http://gw-project.org) para baixar os trabalhos do GW-Project's. Não é permitido disponibilizar documentos do GW-Project em outros sites, nem enviar cópias dos documentos diretamente para terceiros. Por favor, honre esta fonte de conhecimento gratuito que beneficia você e todos aqueles que querem aprender sobre águas subterrâneas.

Copyright © 2022 Scott W. Tyler, John S. Selker, Nick van de Giesen, Thom Bogaard e Juan Aguilar-López (Os Autores)

Publicado por The Groundwater Project, Guelph, Ontário, Canadá, 2022.

Tyler, Scott W.

Distributed Fiber-Optic Hydrogeophysics / Scott W. Tyler, John S. Selker, Nick van de Giesen, Thom Bogaard e Juan Aguilar-López - Guelph, Ontario, Canadá, 2022.

49 páginas

ISBN: 978-1-77470-133-1

DOI: <https://doi.org/10.21083/978-1-77470-031-0><sup>↗</sup>

Tradução de Raisa C. R. Alves Pulley, 2025, 53 páginas.

Inscreva-se na lista de e-mail do The Groundwater Project e mantenha-se informado sobre o lançamento de novos livros, eventos e formas de como participar do the Groundwater Project. Quando você se inscreve em nossa lista de e-mail, isso nos ajuda a construir uma comunidade global de águas subterrâneas. [Inscreva-se](#)<sup>↗</sup>.

Citação APA (7ª ed.): Tyler, S.W., Selker, J.S., Van de Giesen, N., Bogaard, T., & Aguilar-López, J. (2022). *Distributed fiber-optic hydrogeophysics*<sup>↗</sup>. The Groundwater Project. [doi.org/10.21083/978-1-77470-031-0](https://doi.org/10.21083/978-1-77470-031-0)<sup>↗</sup>.



*Editores principais:* Eileen Poeter e John Cherry

*Conselho:* John Cherry, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Stephen Moran, Everton de Oliveira e 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 e Yan Zheng.

*Imagem da Capa:* Troy Gilmore

*Tradução para o português:* Raisa Cristina Rodrigues Alves Pulley

## Dedicatória

Os autores dedicam este trabalho a todos aqueles que nos precederam no estudo da hidrologia, hidrogeologia e física do solo. Foi sobre os ombros deles que pudemos nos apoiar.

# Tabela de Conteúdos

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	<b>IV</b>
<b>TABELA DE CONTEÚDOS</b> .....	<b>V</b>
<b>PREFÁCIO DO THE GROUNDWATER PROJECT</b> .....	<b>VI</b>
<b>PREFÁCIO</b> .....	<b>VII</b>
<b>PREFÁCIO DA VERSÃO EM PORTUGUÊS</b> .....	<b>IX</b>
<b>NOTA DOS AUTORES</b> .....	<b>X</b>
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>XI</b>
<b>AGRADECIMENTOS DA TRADUTORA</b> .....	<b>XII</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>2 PRINCÍPIOS BÁSICOS DO SENSORIAMENTO POR FIBRA</b> .....	<b>2</b>
<b>3 SENSORIAMENTO DISTRIBUÍDO DE TEMPERATURA POR FIBRA ÓPTICA</b> .....	<b>5</b>
3.1 APLICAÇÕES DE DTS EM HIDROGEOLOGIA .....	12
<b>4 MEDIÇÃO DE DEFORMAÇÃO</b> .....	<b>21</b>
4.1 DETECÇÃO DE DEFORMAÇÃO DISTRIBUÍDA BRILLOUIN (BDSS) .....	21
4.2 MEDIÇÃO DE DEFORMAÇÃO E TAXA DE DEFORMAÇÃO: SENSORIAMENTO ACÚSTICO DISTRIBUÍDO (DAS). .....	22
<b>5 CONCLUSÃO: O FUTURO PARECE OPTICAMENTE BRILHANTE!</b> .....	<b>27</b>
<b>6 EXERCÍCIOS</b> .....	<b>28</b>
EXERCÍCIO 1 .....	28
EXERCÍCIO 2 .....	29
EXERCÍCIO 3 .....	30
<b>7 REFERÊNCIAS</b> .....	<b>31</b>
<b>8 SOLUÇÕES DOS EXERCÍCIOS</b> .....	<b>39</b>
SOLUÇÃO EXERCÍCIO 1 .....	39
SOLUÇÃO EXERCÍCIO 2 .....	41
SOLUÇÃO EXERCÍCIO 3 .....	45
<b>9 NOTAÇÕES</b> .....	<b>46</b>
<b>10 SOBRE OS AUTORES</b> .....	<b>47</b>
<b>11 SOBRE A TRADUTORA</b> .....	<b>50</b>
<b>MODIFICAÇÕES DO LANÇAMENTO ORIGINAL EM INGLÊS</b> .....	<b>A</b>

## Prefácio do The Groundwater Project

O Ano de 2022 marca um ano importante para as águas subterrâneas porque os Membros e Parceiros da ONU-Água escolheram o tema do Dia Mundial da Água deste ano, 22 de março, como: “Águas subterrâneas: tornando o invisível visível”. O objetivo do Groundwater Project (GW-Project) está em sincronia com este tema.

O GW-Project, uma instituição de caridade registrada no Canadá, está comprometido em contribuir para o avanço da educação sobre águas subterrâneas e traz uma abordagem única para a criação e disseminação de conhecimento para compreensão e resolução de problemas. O site <https://gw-project.org/> é uma plataforma global para a democratização do conhecimento da água subterrânea e se baseia no princípio de que:

*“O conhecimento deve ser gratuito e o melhor conhecimento deve ser o conhecimento disponibilizado livremente.” Anônimo*

A missão do GW-Project é promover o aprendizado sobre as águas subterrâneas. Isso é realizado fornecendo materiais educacionais acessíveis e de alta qualidade, gratuitos on-line em muitos idiomas, para todos que desejam aprender sobre águas subterrâneas. Em suma, fornecendo ferramentas de conhecimento essenciais para desenvolver águas subterrâneas de forma sustentável para a humanidade e os ecossistemas.

Este é um novo tipo de esforço educacional global, pois é baseado no voluntariado de profissionais de diferentes disciplinas e inclui acadêmicos, consultores e aposentados. O GW-Project envolve centenas de voluntários associados a mais de 200 organizações de 27 países e seis continentes, com participação crescente. O GW-Project é um esforço contínuo e continuará com centenas de livros sendo publicados on-line nos próximos anos, primeiro em inglês e depois em outros idiomas, para download onde quer que a Internet esteja disponível. Um princípio importante dos livros do GW-Project é uma forte ênfase na visualização por meio de ilustrações claras que estimulam o pensamento espacial e crítico para facilitar a absorção de informações.

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 software de domínio público para várias aplicações de águas subterrâneas que dão suporte ao processo educacional. O GW-Project é uma entidade viva, portanto, edições subsequentes dos livros serão publicadas de tempos em tempos. Os usuários são convidados a propor revisões.

Agradecemos por fazer parte da Comunidade do GW-Project. Esperamos ouvir de você sobre sua experiência com o uso dos livros e materiais relacionados. Aceitamos ideias e voluntários!

Comitê Diretor do The GW-Project

Junho de 2022

vi

## Prefácio

A ciência das águas subterrâneas avançou amplamente por medições de parâmetros como pressão da água, temperatura e salinidade, em furos ou poços ou ao longo do fundo de lagos e rios. Métodos geofísicos bem estabelecidos usando sinais elétricos, eletromagnéticos, sísmicos, de radar ou de temperatura também contribuem para a compreensão das águas subterrâneas. Esses sinais são coletados usando instrumentos localizados em aviões, na superfície terrestre ou em furos.

Este livro é uma introdução a um novo campo da tecnologia geofísica que pode ser usado em furos de sondagem ou no fundo de rios ou lagos para compreender o sistema aquífero. Este método é conhecido como sensoriamento de fibra óptica distribuída, onde as fibras são incorporadas em um cabo para adquirir medições ao longo dele. As fibras são fios contínuos de vidro, cada um com o diâmetro de um fio de cabelo humano. A fibra óptica é o núcleo de um conjunto de cabos que pode variar de menos de 1 mm de diâmetro para aplicações rasas a vários centímetros de diâmetro para instalações de poços geotérmicos ou em oceanos profundos. Um aparelho (comumente chamado de "interrogador") conectado ao cabo envia e registra o retorno de pulsos de luz (fótons) ao longo da fibra, os quais são influenciados pela temperatura ou pela tensão ao longo do cabo e no aquífero circundante. Portanto, uma distribuição contínua de parâmetros de temperatura ou tensão é perfilada ao longo do cabo. Por exemplo, em rochas fraturadas, os perfis de temperatura ao longo do tempo identificam as fraturas com o fluxo de água subterrânea mais ativo.

Para a temperatura, isso é o equivalente a ter um conjunto de muitos dispositivos de medição direta de temperatura (por exemplo, termistores) espaçados em pequenos intervalos. No entanto, os termistores fornecem medições pontuais sem dados entre os pontos e, em contraste, o cabo de fibra óptica fornece valores médios em segmentos curtos dos cabos e intervalos de tempo curtos. Normalmente, a distribuição de temperatura na água subterrânea é influenciada, substancialmente, pelo fluxo de água subterrânea e, ao usar fibra óptica, a precisão dos valores de temperatura pode ser tão pequena quanto uma fração de um grau Celsius. Portanto, os cabos, que são relativamente baixos em custo, podem fornecer *insights* importantes sobre as condições de fluxo para as quais nenhum outro método é prático. Essa tecnologia se tornou bem estabelecida na indústria do petróleo nas últimas duas décadas. Como o custo do método está diminuindo continuamente e as suas capacidades aumentam, essas tecnologias são rotineiramente usadas em aplicações de pesquisa e estão rapidamente se tornando comuns para o monitoramento de rotina de aquíferos. As formas como essa tecnologia pode servir à ciência das águas subterrâneas continuam a se expandir.

Os autores deste livro estão na vanguarda da pesquisa em fibra óptica e usaram o método em muitos tipos de aplicações na América do Norte e na Europa: Scott Tyler e John

Selker são professores na Universidade de Nevada, Reno e na Universidade Estadual do Oregon, respectivamente, enquanto Tom Bogaard, Nick van de Giesen e Juan Aguilar-López são professores na Universidade de Tecnologia de Delft, na Holanda.

John Cherry, Líder do The Groundwater Project  
Guelph, Ontário, Canadá, Junho de 2022

## Prefácio da Versão em Português

O livro introduz o sensoriamento de fibra óptica distribuída, um método indireto, para aplicações em recursos hídricos, sendo uma tecnologia que utiliza fibras de vidro incorporadas em cabos para medir parâmetros como temperatura e tensão ao longo de furos de sondagem ou no fundo de rios e lagos. Além disso, os autores trazem material com resoluções de questões relacionadas ao tema, o que pode ser fundamental para o seu aprendizado.

Alguns termos na língua inglesa do universo de fibra óptica que já são usuais na língua portuguesa não foram traduzidos. No entanto, houve o cuidado de empregar a tradução mais adequada para outros termos.

Desde a escrita da versão original do livro, em 2022, até esta tradução, em 2025, a aplicação do método continua a se expandir, com mais estudos e experimentos sendo desenvolvidos. A escolha de realizar a tradução deste livro do The Groundwater Project, em específico, se deu pelo interesse da tradutora por águas subterrâneas e pelos diferentes métodos de geofísica aplicada. Perceber que mais uma ferramenta não invasiva tem o potencial de ajudar a resolver problemas relacionados à água, cujas soluções ainda estão em aberto, é o que encanta e instiga os geofísicos a experimentar e a testar as diferentes ferramentas que a ciência oferece, mostrando a sua utilidade para a sociedade.

Aos alunos que estão iniciando a jornada da geofísica e aos hidrogeólogos e/ou hidrogeofísicos que buscam aprender sobre o sensoriamento de fibra óptica distribuída na hidrogeofísica, este livro foi feito para vocês.

Raisa C. R. Alves Pulley, voluntária do The Groundwater Project

Fevereiro de 2025

## Nota dos Autores

Este livro foca no campo em rápida expansão do sensoriamento distribuído baseado em fibra óptica, com aplicações em hidrologia e em processos próximos à superfície. Embora existam muitos textos e trabalhos dedicados ao sensoriamento baseado em fibra, nós nos esforçamos, neste texto, para fornecer ao leitor uma introdução às tecnologias, alguns exemplos e aplicações e incentivo para aplicar algumas dessas técnicas. O potencial de aplicação a muitos outros problemas em hidrogeologia e em ciências da terra é amplo e a nossa esperança é que este texto inspire os leitores a sonhar.

## Agradecimentos

Agradecemos profundamente as análises completas e úteis e as contribuições para este livro feitas pelas seguintes pessoas:

- ❖ Kamini Singha Professor, Programa de Ciência e Engenharia Hidrológica; Departamento de Geologia e Engenharia Geológica, Escola de Minas do Colorado, EUA;
- ❖ Miguel Gonzales, Pesquisador, Instituto Geológico e Mineiro da Espanha, Espanha;
- ❖ Luca Schenato, Professor, Engenharia Elétrica, Universidade de Pádua, Itália;
- ❖ Andrea Galtarossa, Professor Titular, Eletromagnetismo, Departamento de Engenharia da Informação, Universidade de Pádua, Itália;
- ❖ Dr. Jonathan Munn, Pós-doutorado, Morwick G360 Groundwater Research Institute, Universidade de Guelph, Canadá;
- ❖ Everton de Oliveira, Presidente da Hidroplan, Diretor-Presidente do Instituto Água Sustentável, Brasil;
- ❖ Connie Bryson, Editora, The Groundwater Project, Canadá;
- ❖ Matthys Dippenaar, Professor Associado, Geologia de Engenharia e Hidrogeologia, Universidade de Pretória, África do Sul;
- ❖ John Greenhouse, Tobermory, Ontário, Canadá;
- ❖ Carlos Maldaner, Cientista Pesquisador, Instituto de Pesquisa de Águas Subterrâneas Morwick G360, Universidade de Guelph, Canadá;
- ❖ Beth Parker, Professora, Escola de Engenharia, Universidade de Guelph, Canadá.

Agradecemos as contribuições da editora Kamini Singha, cujo apoio, aconselhamento técnico, amizade e, acima de tudo, paciência durante o processo foram muito apreciados. Somos gratos à Amanda Sills e à Equipe de Formatação do Groundwater Project pela supervisão e pela edição deste livro. Agradecemos à Eileen Poeter (Escola de Minas do Colorado, Golden, Colorado, EUA) pelas revisão, edição e produção deste livro.

Os autores Tyler e Selker são gratos à Fundação Nacional de Ciências dos EUA por seu apoio contínuo ao [Centers for Transformative Environmental Monitoring Programs](#) onde muitos dos conceitos e aplicações de sensoriamento baseado em fibra em hidrologia nasceram. O autor Tyler também aprecia o apoio da comunidade e da NSF da *Research Coordinating Network for Distributed Acoustic Sensing in Earth Sciences* pelos rápidos avanços nesta nova e empolgante área.

## Agradecimentos da Tradutora

A tradutora agradece as seguintes agências brasileiras de fomento à pesquisa e desenvolvimento tecnológico:

- ❖ Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) Código de Financiamento 001, que contemplava a tradutora com a bolsa no momento em que ela teve conhecimento do The Groundwater Project;
- ❖ Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), que apoiou a tradutora na realização da graduação em Geofísica.

Tais iniciativas de apoio à pesquisa e ao conhecimento tornam possível a vida acadêmica de muitos estudantes brasileiros. De modo semelhante, o The Groundwater Project como um projeto que visa a divulgação do conhecimento de forma acessível, torna o processo mais fácil e auxilia na instrução da sociedade e de profissionais da área da hidrologia e de hidrogeologia para que o recurso seja cada vez mais compreendido e cuidado.

A tradutora é muito grata pela oportunidade de colaborar com a bonita missão do The Groundwater Project de fazer o conhecimento chegar a mais pessoas. Em especial, agradece à Emily Horodezny que gentilmente enviou todo o conteúdo e guias necessários para a tradução.

# 1 Introdução

Nas últimas décadas, os geocientistas têm feito parte de uma revolução de sensoriamento. Impulsionados por avanços em miniaturização, poder de computação, física de estado sólido e eficiências em requisitos de energia, quase todas as ferramentas disponíveis para hidrogeólogos se tornaram menores, mais rápidas e mais eficientes. Podemos medir e recuperar dados com maior resolução no espaço e no tempo a um custo menor do que nunca, permitindo-nos obter imagens e monitorar o subsolo em escalas cada vez mais finas e rápidas.

Ainda assim, muitos sensores, incluindo sensores hidrogeofísicos, são essencialmente sensores pontuais, que medem uma quantidade em um único ponto (ou volume de suporte). Somente distribuindo centenas de sensores ou fazendo uso criativo de um número limitado de sensores, como na tomografia de resistividade elétrica (ERT), é que uma resolução espacial mais alta pode ser obtida. Essa limitação está sendo rapidamente apagada pela detecção distribuída em fibras ópticas (por exemplo, Selker *et al.*, 2006a; Tyler *et al.*, 2009; Bense *et al.*, 2016; Schenato, 2017). Na hidrologia e na maioria das ciências, quando é possível medir em escalas espaciais e temporais mais elevadas, os processos subjacentes, como o fluxo de água subterrânea para um riacho, tornam-se muito mais claros.

A *detecção distribuída* mede em resolução submétrica em fibras ópticas e faz uso das propriedades de transmissão e dispersão de luz em constante mudança (tanto no espaço quanto no tempo) ao longo de dezenas de quilômetros de fibra óptica. Embora as fibras ópticas tenham sido usadas por décadas para transmitir dados e detectar em pontos discretos (onde a luz dentro da fibra é direcionada para fora ou onde a luz é direcionada por meio de um sensor), só recentemente é que o monitoramento contínuo no espaço se tornou possível e prático. Nas próximas seções, descrevemos a teoria, a operação e as aplicações de exemplo de temperatura distribuída, deformação e taxa de deformação em hidrogeologia e hidrogeofísica. O livro conclui com algumas reflexões sobre o futuro e para onde ele pode nos levar.

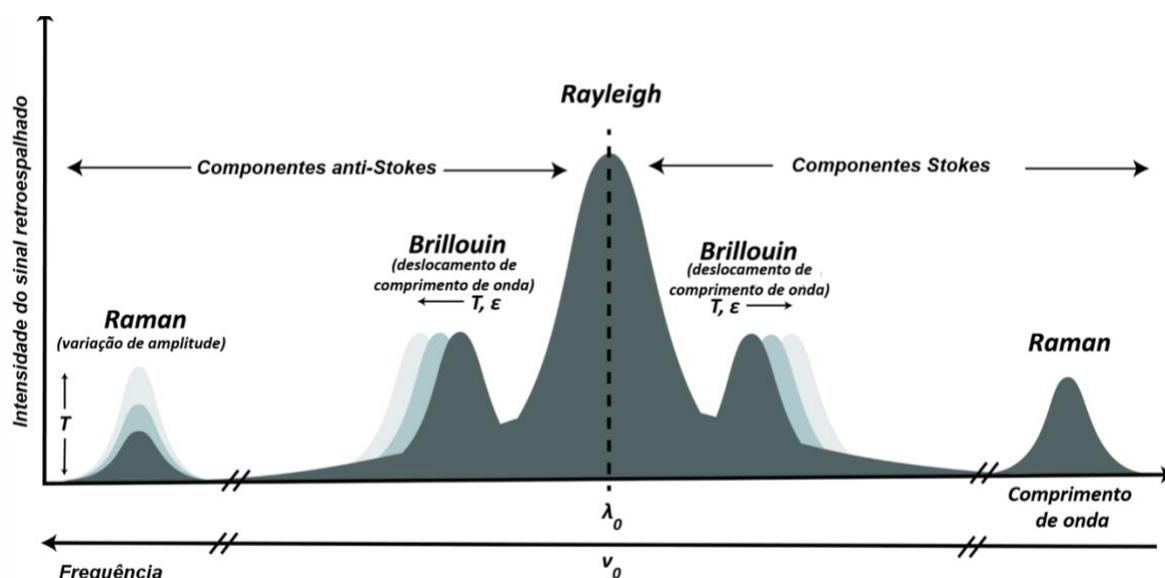
## 2 Princípios Básicos do Sensoriamento por Fibra

Estratégias para a detecção de fibra óptica podem ser divididas em métodos de fibra sensibilizada e fibra intrínseca. Um exemplo de fibra sensibilizada é uma *Grade de Bragg em Fibra Óptica* (FBG), usada por décadas para medição localizada de tensão e temperatura dentro de fibras. FBGs representam um sensor "gravado na fibra". Mudanças periódicas no índice de refração em um pequeno comprimento de fibra são feitas gravando grades na fibra. À medida que a fibra é esticada por essas seções, mudanças no comprimento de onda da luz espalhada podem ser medidas e relacionadas à magnitude da tensão pela observação cuidadosa do retroespalhamento espectral que surge após a inserção de um amplo pulso espectral. FBGs representam medições "locais" e cada ponto de medição deve ter diferentes espaçamentos de grade (para produzir bandas de comprimento de onda de retroespalhamento exclusivas), o que limita o número de FBGs que podem ser usados em uma única fibra a normalmente menos de 200 (Hill e Meltz, 1997).

Ao contrário dos FBGs embutidos na fibra (análogos a eletrodos individuais em uma sequência de tomografia de resistividade elétrica), o sensoriamento distribuído intrínseco coleta dados por todo o comprimento da fibra óptica, que pode ter muitos quilômetros de extensão. As fibras ópticas são projetadas para serem altamente transmissivas à luz, o que lhes permite transportar sinais relativamente fracos por grandes distâncias. Em princípio, as fibras são projetadas para serem completamente refrativas internamente para luz coerente, obtidas por camadas de vidro de índices de refração decrescentes do "núcleo" interno para o "revestimento" externo. No entanto, as fibras não são 100% transparentes e ocorre alguma absorção de fótons.

A maioria dos sensores distribuídos depende da dispersão de fótons gerados por laser por interações dentro dos elétrons das moléculas de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) dentro da fibra óptica. Quando os fótons são absorvidos e reemitidos, um processo comumente chamado de espalhamento, sua dispersão pode assumir várias formas. Se o fóton reemitido permanecer na mesma frequência e estado de energia que o absorvido, a dispersão é denominada elástica. A dispersão elástica mais comum é a dispersão de Rayleigh, que é usada em Sensoriamento Acústico Distribuído (DAS). Se, no entanto, o fóton reemitido retornar em um estado de energia menor (ou maior), a dispersão é considerada inelástica. A magnitude da dispersão inelástica e seus impactos na frequência e no estado de energia do fóton podem ser usados para inferir a temperatura e a deformação no local de dispersão na fibra. As formas comuns de dispersão usadas em medições hidrogeofísicas são a dispersão de Rayleigh, Raman e Brillouin. A **Figura 1** mostra um espectro típico de fótons dispersos em uma fibra óptica a partir de uma fonte de energia de comprimento de onda inicialmente único. Quando ocorre um evento de espalhamento, a maior probabilidade de espalhamento é elástica (Rayleigh). O espalhamento inelástico Raman produz fótons que caem em larguras de banda relativamente estreitas e previsíveis, deslocadas em frequência para mais

ou para menos. O espalhamento Brillouin produz deslocamentos de frequência e o deslocamento de frequência é uma função da tensão no local de espalhamento.



**Figura 1** - Diagrama representando a intensidade típica de espalhamento como uma função da temperatura  $T$ , comprimento de onda  $\lambda$  e deformação  $\epsilon$  dentro de uma fibra óptica. O comprimento de onda incidente é definido pela escolha do laser e está tipicamente na frequência do infravermelho próximo (800-1500 nm), que é notado como  $\lambda_0$  próximo ao centro do eixo x. O espalhamento Raman tipicamente produz um fóton espalhado em comprimentos de onda previsíveis de 20-100 nm, tanto mais longos (Stokes) quanto mais curtos (anti-Stokes). A intensidade dos fótons retroespalhados deslocados é usada para estimar a temperatura da fibra. O espalhamento Brillouin emprega mudanças de comprimento de onda dependentes da densidade e é a magnitude da mudança que corresponde às mudanças na densidade do vidro devido a uma mudança na temperatura ou deformação da fibra.

O comprimento mínimo da fibra que retorna um sinal é uma função da frequência máxima dos detectores, da sensibilidade dos detectores e da frequência da taxa de repetição do laser. O comprimento máximo é limitado pelo *orçamento óptico* (o número de fótons injetados em uma fibra) e pela taxa de espalhamento ou atenuação dos números de fótons dentro da fibra óptica. A intensidade da luz injetada é limitada por propriedades de espalhamento não linear que surgem em alta intensidade. Alguns instrumentos de Sensoriamento de Temperatura Distribuído (DTS) (comumente chamados de "interrogadores" na indústria) estendem o alcance desses métodos injetando sequencialmente intensidades diferentes, em que as injeções de maior intensidade são empregadas apenas mais longe do ponto de injeção para evitar efeitos não lineares, ao mesmo tempo em que se obtém leituras de distâncias maiores.

O sensoriamento distribuído é, agora, amplamente empregado para medições de temperatura, de deformação e, mais recentemente, de taxa de deformação. Em hidrogeologia, o sensoriamento distribuído é amplamente aplicado para avaliar interações entre águas superficiais/águas subterrâneas, umidade do solo, fluxo de águas subterrâneas, transporte de calor no subsolo, deformação e movimento do solo relacionados a

bombeamento, marés e cargas de superfície. O DAS está agora pronto para se tornar uma prática padrão em levantamentos de refração e reflexão sísmica.

Comum a todos os métodos de sensoriamento de fibra distribuída são: uma fonte de iluminação a laser de baixa potência (comumente no infravermelho próximo); uma fibra óptica cuja transmissão de luz, espalhamento ou comprimento é uma função da propriedade a ser medida; e detectores/processadores para controlar o disparo do laser e medir o sinal de luz retornado. O sensoriamento distribuído tem muitas analogias com outras ferramentas de sensoriamento remoto; está mais intimamente relacionado ao LiDAR (detecção e alcance de luz), onde os fótons de espalhamento das interações com a superfície da terra são registrados e seu tempo de voo é usado para calcular a distância da fonte do laser até o local de espalhamento.

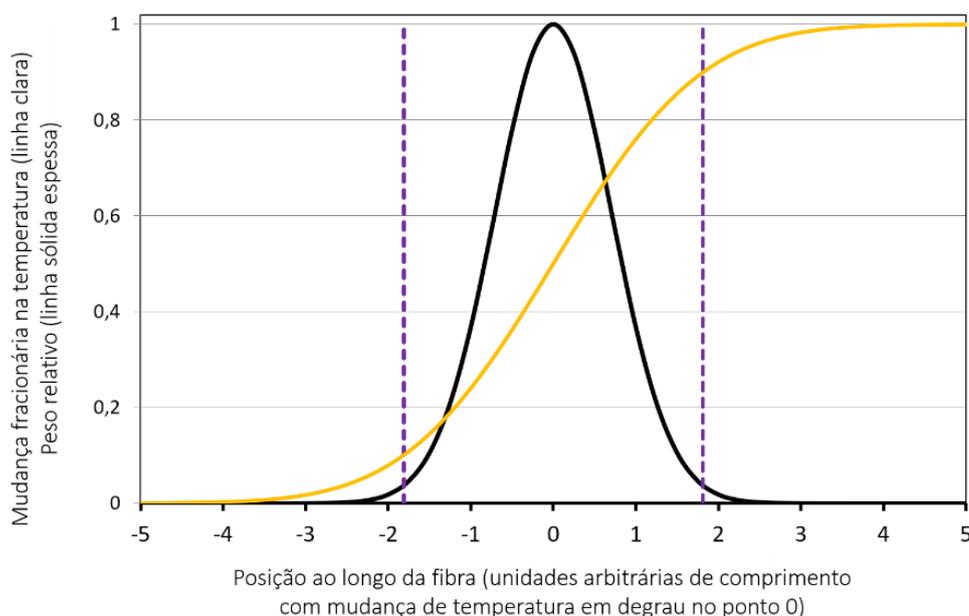
### 3 Sensoriamento Distribuído de Temperatura por Fibra Óptica

O transporte de calor no subsolo é um fenômeno importante para muitos processos hidrogeológicos, que vão desde a zona vadosa rasa até o descarte geológico profundo de resíduos nucleares. A transferência de calor é geralmente calculada a partir de temperaturas medidas ou flutuações de temperatura em furos ou solos, usando sensores pontuais, como termistores e termopares. Eles podem ter precisões muito altas (0,001 °C) e precisão (+/- 0,0001 °C).

O DTS permite a inferência da temperatura de uma fibra óptica em resolução de decímetro para metro, dependendo do design do interrogador. O DTS depende do espalhamento Raman (onde um fóton é absorvido e, em seguida, um novo fóton é emitido, o que é chamado de espalhamento inelástico) para inferir a temperatura do material que reemitiu o fóton. Quando um fóton é absorvido e reemitido de um evento de espalhamento Raman, o fóton reemitido será deslocado em frequência para uma frequência fixa mais baixa (denominada *fóton de Stokes*) ou para uma frequência fixa mais alta (denominada *fóton anti-Stokes*), conforme mostrado na **Figura 1**. A probabilidade de reemitir um fóton anti-Stokes aumenta conforme a temperatura do local de espalhamento aumenta, portanto, a proporção de intensidades anti-Stokes para Stokes no retroespalhamento pode revelar a temperatura do local onde o espalhamento ocorreu. Em operação, um pulso curto (vários nanossegundos) de luz laser é enviado pela fibra óptica e, enquanto a maioria dos fótons injetados passa pela fibra óptica sem interagir com o vidro da fibra, alguns fótons sofrerão espalhamento Raman. Uma parte desses fótons Raman será emitida de forma que sejam refratados internamente e viagem de volta pela fibra óptica até a fonte do laser. Ao entrar no instrumento, eles são desviados para detectores ajustados para a mudança de frequência típica do espalhamento Raman na fibra, onde são contados eletronicamente. A distância do evento de espalhamento da fonte do laser é calculada a partir da velocidade da luz conhecida na fibra óptica e do tempo de voo desde que o laser foi pulsado. Os fótons são contados até que o tempo de voo exceda o comprimento total conhecido da fibra. Após esse tempo, outro pulso é enviado pela fibra e o processo é repetido. Os fótons são acumulados e, de forma análoga à reflexão sísmica, dezenas de milhares desses sinais são acumulados ou “empilhados” para aumentar a relação sinal-ruído.

O comprimento da fibra associado a cada evento de espalhamento comumente denominado espaçamento de amostra é uma função do tempo de pulso do laser e da velocidade na qual os detectores podem funcionar (Tyler *et al.*, 2009). Para um tempo de pulso de laser de 10 nanossegundos, os fótons viajarão ~2 m. Se os detectores coletarem fótons retroespalhados durante os primeiros 10 nanossegundos após o pulso ser lançado, esses eventos de espalhamento devem ter ocorrido no primeiro metro da fibra.

A amostragem espacial mínima do DTS ou intervalo de amostragem é definido como a menor distância espacial entre medições sucessivas de Stokes e anti-Stokes relatadas e é controlado pela frequência de disparo do laser do instrumento e pelo tempo mínimo de amostragem para os detectores de Stokes e anti-Stokes do instrumento. O DTS é normalmente operado no espaçamento mínimo de amostra suportado pelo fabricante do instrumento. Mas é muito importante entender que as temperaturas relatadas pelo DTS de amostras adjacentes não são totalmente independentes. Por esse motivo, uma resolução espacial (uma métrica de desempenho para um instrumento) também é especificada para indicar como as características de temperatura proximal podem ser distinguidas e quantificadas. De Nyquist (1928) sabemos que a *resolução espacial* é universalmente pelo menos duas vezes maior que o *espaçamento da amostra*, mas no caso de máquinas DTS, estas são às vezes diferentes por um fator de até 10. O desempenho do instrumento, conforme especificado por sua resolução espacial, é tipicamente definido como a distância entre pontos localizados a 10% e 90% da temperatura total, a verdadeira mudança de temperatura em uma mudança gradual na temperatura ao longo de um cabo de fibra óptica. Em outras palavras, a distância entre pontos que cercam uma mudança brusca de temperatura, de modo que o ponto no lado baixo não seja elevado em mais de 10% do salto e o ponto no lado alto seja elevado em pelo menos 90% da temperatura real.



**Figura 2** - Curva gaussiana com um máximo de 1 e desvio padrão ( $\sigma$ ) de 1 ilustrando a função de ponderação implícita na definição de 1-90 da resolução espacial DTS. A linha sólida amarela apresenta as temperaturas DTS relatadas, a linha preta sólida a função de ponderação gaussiana sobre a qual o DTS faz a média em sua temperatura relatada na posição 0 e as linhas tracejadas indicam os locais ao longo do cabo dos quantis de 10% e 90% de mudança na temperatura relatada onde a verdadeira mudança de temperatura ocorreu na posição 0 no eixo horizontal.

Devido à dispersão da luz ao longo da fibra óptica, tempo finito para os lasers ligarem e desligarem e limitações dos detectores ópticos e seus amplificadores para responder a sinais de mudança, as temperaturas DTS relatadas são somas ponderadas das temperaturas ao longo de um cabo. Testes de laboratório em vários sistemas indicaram que a função de ponderação é tipicamente gaussiana, o que é razoável considerando a natureza desses sistemas. Isso implica que o valor relatado para um ponto  $x$  é a soma ponderada da unidade gaussiana com desvio padrão  $\sigma$  centrado em  $x$  multiplicado pelas temperaturas reais ao longo do cabo (**Figura 2**).

Selker *et al.* (2014) exploraram essas questões no contexto do trabalho feito por Rose *et al.* (2013), onde os dados foram coletados com um DTS de resolução de 2 m e seções de cabo muito menores que 2 m foram expostas ao aquecimento local. Em geral, a física subjacente ao DTS é muito robusta e digna de estudo para aqueles que empregam esse método. Por exemplo, um sistema DTS deve assumir uma certa velocidade da luz do pulso original e dos comprimentos de onda de Stokes e anti-Stokes. As velocidades exatas dependerão da marca exata da fibra óptica. Um pequeno desvio entre as velocidades reais e assumidas de menos de 1% leva rapidamente a "deslocamentos" em distâncias de centenas ou milhares de metros ao longo das fibras. Outra discrepância entre a posição relatada pelo DTS e a distância ao longo de um cabo é causada pelo "enchimento excessivo" da fibra no cabo, em que a fibra óptica é mais longa do que o cabo (normalmente na ordem de 0,3% ou menos). Isso é feito para que, se o cabo sofrer tensão e for esticado ligeiramente, a fibra não sofra tensão. Se a localização precisa for importante, é uma boa prática verificar as distâncias medidas no campo aquecendo (ou resfriando) temporariamente uma pequena seção do cabo. Da mesma forma, geralmente vale a pena trabalhar diretamente com os sinais Stokes e anti-Stokes medidos em vez das temperaturas calculadas dentro do instrumento usando parâmetros de calibração padrão. Como os sinais DTS viajam em velocidades diferentes e são afetados de forma diferente por irregularidades como emendas ou curvas agudas (amplamente chamadas de atenuação diferencial), os valores brutos de Stokes e anti-Stokes podem ser pós-processados para fornecer uma temperatura mais precisa.

O cálculo da temperatura da fibra depende fundamentalmente da probabilidade crescente de interações anti-Stokes à medida que a temperatura da fibra aquece. Essa probabilidade segue uma distribuição de Boltzmann com o expoente da distribuição controlado pela temperatura de espalhamento. Na prática, as contagens de fótons de Stokes e anti-Stokes são cada uma integrada a um termo de intensidade,  $I_s$  e  $I_{aS}$ , respectivamente. Além disso, a magnitude geral do espalhamento ou atenuação para as frequências de Stokes e anti-Stokes é necessária para corrigir o número cada vez menor de fótons disponíveis para espalhamento ao longo do comprimento da fibra óptica,  $z$ .

Um ponto-chave aqui é que a maior dispersão dos anti-Stokes em qualquer local significa que a taxa de atenuação da luz é bem diferente para os sinais Stokes e anti-Stokes

devido às suas diferentes cores (comprimentos de onda). A luz vermelha menos dispersa viaja em linha reta, assim como no pôr do sol quando a luz vermelha é vista no horizonte enquanto o céu diretamente acima parece azul porque a luz azul do sol é espalhada em nossa direção. Como inferimos a temperatura a partir da proporção de anti-Stokes para Stokes, devemos corrigir a mudança nessa proporção devido às perdas que ocorrem da localização do evento de dispersão para o detector no instrumento. Da mesma forma, curvas e outros defeitos na fibra causarão diferentes níveis de atenuação dos dois comprimentos de onda. Em resumo, a atenuação pode variar ao longo da fibra, devido à fabricação, defeitos, dobras ou conexões. Essa diferença na atenuação, geralmente denotada como  $\Delta\alpha(z)$ , para os dois sinais de retorno pode ser escrito como uma integral cumulativa que soma todas as diferenças na atenuação encontradas ao longo do caminho óptico. A temperatura ( $T$ ) do comprimento da amostra pode ser derivada (van de Giesen *et al.*, 2012) como mostrado na Equação (1).

$$T\left(z, \frac{I_s}{I_{as}}\right) = \frac{\frac{\hbar\Omega}{k}}{\ln\left(\frac{C_s \lambda_s^4}{C_{as} \lambda_{as}^4}\right) - \int_0^z \Delta\alpha dz + \ln\left(\frac{I_s}{I_{as}}\right)} \quad (2)$$

onde:

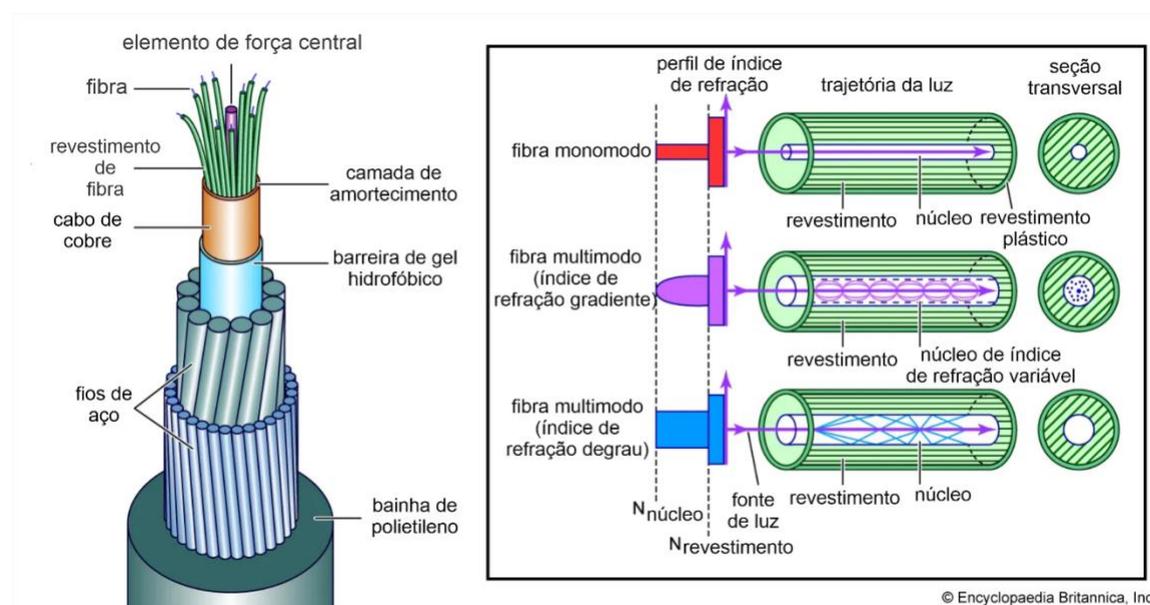
- $I_s$  = intensidade de fótons medida de Stokes ( $\text{MT}^{-3}$  ou  $\text{ML}^2\text{T}^{-3}$ )
- $I_{as}$  = intensidade de fótons medida de anti-Stokes ( $\text{MT}^{-3}$  ou  $\text{ML}^2\text{T}^{-3}$ )
- $z$  = distância ao longo da fibra óptica (L)
- $\Delta\alpha$  = diferença nos fatores de atenuação entre Stokes e anti-Stokes ( $\text{L}^{-1}$ )
- $\hbar$  = constante reduzida de Planck ( $\text{ML}^2\text{T}^{-1}$ )
- $\Omega$  = diferença de frequência entre dispersão de Stokes e anti-Stokes em fibras típicas ( $\text{T}^{-1}$ )
- $k$  = constante de Boltzmann ( $\text{ML}^2\text{T}^{-2}\Theta^{-1}$ )
- $c_s$  e  $c_{as}$  = constantes relacionadas à potência do laser e à capacidade de resposta dos detectores DTS ( $\text{MT}^{-3}$  ou  $\text{ML}^2\text{T}^{-2}$ )
- $\lambda_s$  e  $\lambda_{as}$  = comprimentos de onda da luz de retorno deslocada por Raman (L), conforme discutido por Farahani e Gogolla (1999)

Em discussões comuns sobre DTS, o numerador da Equação (3) é composto de constantes e é rotineiramente encurtado como  $\gamma$  e o primeiro termo do denominador é substituído por uma única variável,  $C$ . A Equação (4) pode ser ainda mais simplificada para a Equação (5) se for assumido que a diferença nas propriedades de atenuação para os fótons Stokes e anti-Stokes,  $\Delta\alpha$ , é constante ao longo do comprimento da fibra (Hausner *et al.*, 2011).

$$T\left(z, \frac{I_s}{I_{as}}\right) = \frac{\gamma}{C - \Delta\alpha z + \ln\left(\frac{I_s}{I_{as}}\right)} \quad (6)$$

Como agora há vários coeficientes na Equação (7), geralmente é necessário ter vários sensores de temperatura independentes ao longo do comprimento do cabo, servindo como pontos de calibração, para estimar esses coeficientes. Esses pontos de calibração geralmente consistem em uma seção do cabo de medição de um comprimento mínimo de 10 vezes o do intervalo de amostra cuja temperatura é inalterada durante cada tempo de medição DTS. Por exemplo, banhos de gelo ou recipientes isolados bem agitados podem ser usados para manter um comprimento suficiente de cabo a uma temperatura constante.

É comum construir cabos para ter múltiplas fibras ópticas. A primeira razão para isso é que adicionar fibras extras não acrescenta muito custo à maioria dos cabos. Um exemplo de um cabo de fibra óptica típico é mostrado na **Figura 3**. As fibras multimodo permitem múltiplos caminhos ópticos dentro do núcleo e, embora geralmente tenham maior atenuação, as fibras multimodo são comumente usadas para detecção de temperatura. A fibra monomodo permite que apenas um "modo" da onda de luz se



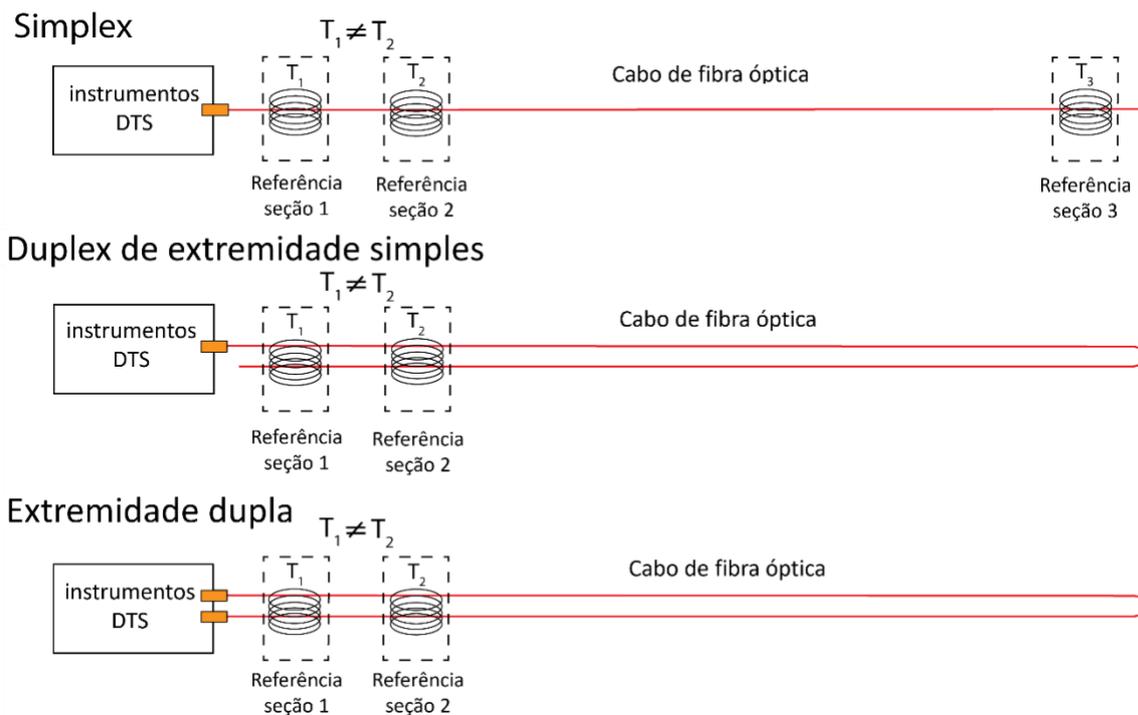
**Figura 3** - Esquema de projeto de cabo de fibra óptica comum. Aqui, as fibras são encapsuladas em um tubo de metal (neste caso, cobre, mas mais comumente aço inoxidável). O lado direito da figura mostra conceitualmente a diferença entre fibra monomodo e fibra multimodo, juntamente com as diferenças na natureza da interface entre os dois vidros diferentes do núcleo e do vidro de revestimento (da Encyclopaedia Britannica).

propague pela fibra, com menos eventos de refração por unidade de distância e menos atenuação. A fibra monomodo é normalmente usada para detecção acústica distribuída ou instalações DTS muito longas (> 20 km). Os cabos também podem ter uma ampla gama de

elementos de construção, mas geralmente, todos consistem em fibra(s), bem como vários elementos de resistência e material de revestimento plástico.

Fibras “nuas” custam ~US\$ 0,05/m, enquanto um cabo totalmente construído normalmente custa US\$ 1-10/m. A instalação é muito mais cara por metro do que a fibra nua, então é altamente recomendável que pelo menos duas fibras multimodo e duas monomodo sejam incluídas em qualquer instalação. Isso permite mais opções e redundância da instalação. Uma opção é obtida conectando duas dessas fibras na extremidade distal do cabo (ou enrolando o cabo de volta ao instrumento e conectando ambas as extremidades da fibra ao instrumento), caso em que a fibra é dita estar no modo duplex. Ao interrogar em ambas as direções e combinar esses sinais, é possível calcular a distribuição espacial da atenuação diferencial diretamente e reduzir os parâmetros de calibração e pontos de calibração a uma única medição independente (van de Giesen, 2012; des Tombe *et al.*, 2019; des Tombe *et al.*, 2020; Ghafoori *et al.*, 2020).

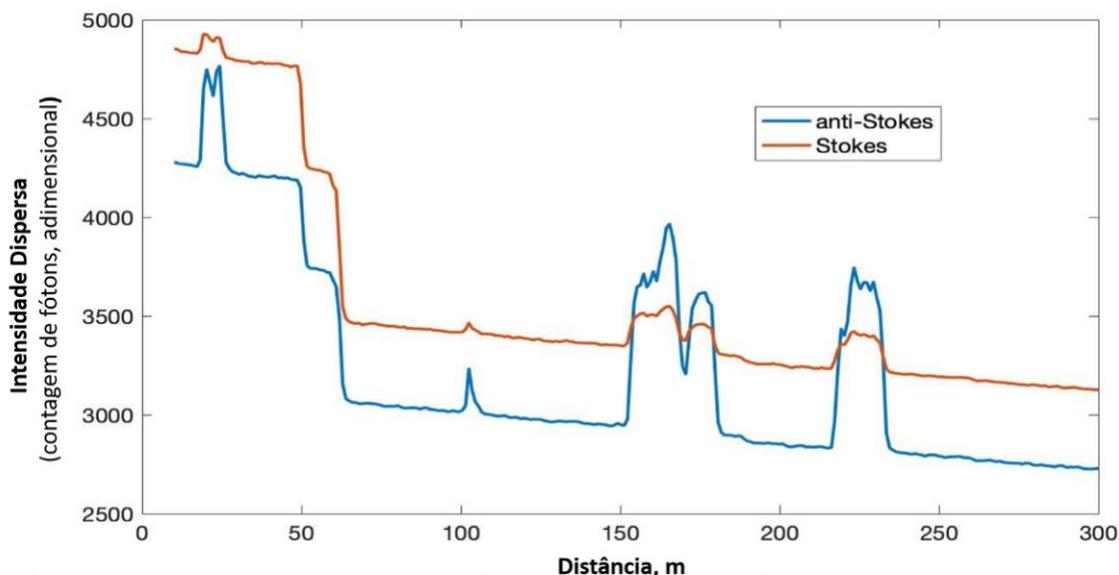
Colocando isso em um contexto maior, é útil revisar as topologias básicas para sistemas de calibração e cabo DTS, variando de um único fio de fibra (simplex) a uma configuração de fibra dupla ou em loop (duplex), conforme mostrado na **Figura 4**. Uma vez que a geometria da fibra é decidida, o usuário pode decidir interrogar cada fibra separadamente (medição de ponta única) ou combinar os sinais de ambas as fibras (medição de ponta dupla). Existem prós e contras para cada uma dessas abordagens. As medições de ponta única se tornam mais ruidosas quanto mais longe da fonte, mas requerem mais pontos de calibração; as medições de ponta dupla têm mais ruído perto da fonte (Hausner *et al.*, 2011, van de Giesen *et al.* 2012, des Tombe *et al.*, 2020; Ghafoori *et al.*, 2020).



**Figura 4** - As três configurações de fibra DTS mais comuns. Uma medição de extremidade única envia luz em apenas uma direção pela fibra, enquanto medições de extremidade dupla exigem que a luz seja enviada em ambas as direções. Medições de extremidade dupla exigem que o sistema DTS tenha pelo menos dois canais separados para conexão de fibra. Os cabos enrolados no diagrama representam pelo menos 10 pontos de medição na fibra que são mantidos a uma temperatura constante.

Uma consideração fundamental no projeto de um layout de cabo é a calibração e validação dos sinais. Primeiro, estimar a distribuição espacial da atenuação diferencial,  $\Delta\alpha$ , requer que os pontos de calibração sejam espaçados ao longo da fibra. A determinação dos outros dois parâmetros de calibração na Equação (8) requer duas zonas distintas de temperatura diferente, tudo isso junto fornece três equações para resolver esses três termos.

Um exemplo de conjunto de sinais DTS (ou traços) é mostrado na **Figura 5**. Neste exemplo, uma fibra de ~300 m de extremidade única foi implantada na interface neve/solo em uma área de aproximadamente 0,5 hectares ou 5000 m<sup>2</sup> (Tyler *et al.*, 2009). No momento desta medição, a maior parte da fibra estava enterrada sob ~1 m de neve, no entanto, algumas áreas haviam derretido e a fibra atravessava solo vulcânico escuro e descoberto.



**Figura 5** - Traço DTS típico de uma fibra de ~300 m de comprimento parcialmente enterrada sob a neve. As grandes excursões positivas no sinal anti-Stokes representam áreas onde a fibra não foi enterrada sob a neve e exposta à luz solar direta. As quedas repentinas na amplitude de Stokes e anti-Stokes de 40 a 60 m são "perdas de degrau" resultantes da tensão na fibra causada pela curvatura acentuada da fibra ao redor de árvores e sobre pedras.

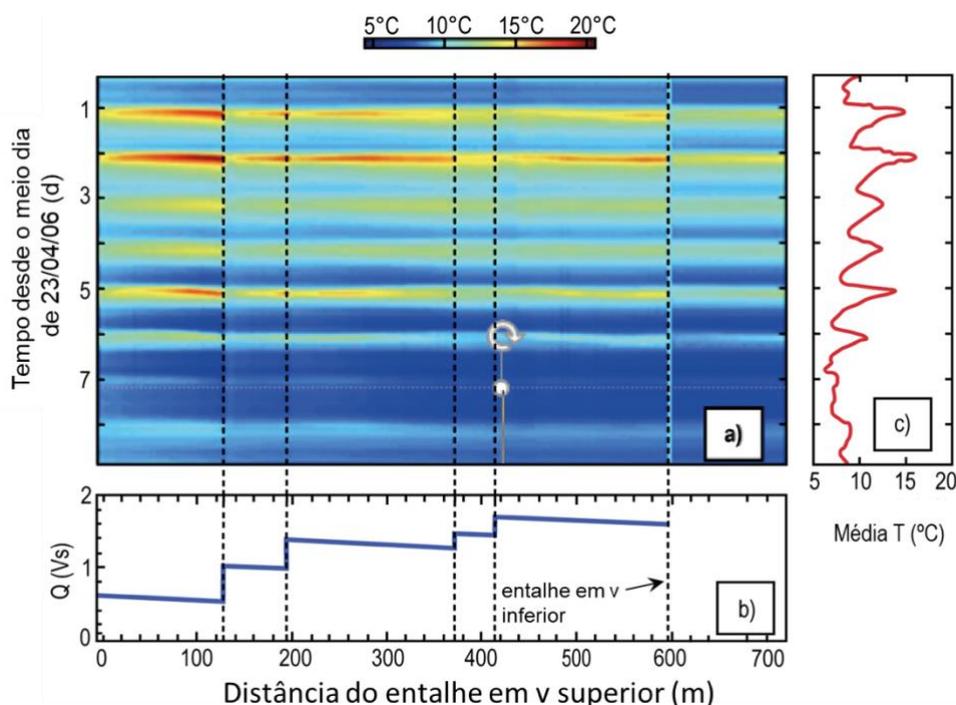
Várias características importantes comuns aos dados DTS são mostradas nesta figura. As grandes excursões positivas do anti-Stokes (e em um grau muito menor, o retorno de Stokes) representam áreas onde a fibra foi exposta ao sol direto e foi aquecida muito acima da temperatura da fibra adjacente enterrada sob a neve. Tanto a magnitude de Stokes quanto a anti-Stokes diminuem lentamente com a distância do DTS, resultando da perda de fótons por espalhamento ao longo da fibra. Embora essa inclinação pareça linear na **Figura 5**, ela segue a Lei de atenuação de Beer, que é plotada linearmente em um gráfico semi-log. Nesse caso, o coeficiente de atenuação exponencial é muito pequeno, resultando em uma inclinação visualmente linear. A Lei de Beer implica que a atenuação (ou espalhamento de luz) seguirá um declínio exponencial com a distância. Vários declínios acentuados ou degraus descendentes tanto no retorno de Stokes quanto no anti-Stokes podem ser vistos entre 40 e 60 m do início. Esses são comumente denominados perdas de degraus e resultam de aumentos localizados na atenuação da luz. Isso pode ser causado simplesmente dobrando a fibra de modo que a refração interna não seja mais suficiente para restringir a luz, por microfissuras ou outra tensão e onde quer que a luz deva passar por uma conexão mecânica ou reparo da fibra. Na **Figura 5**, a maioria dos degraus foi causada pela fibra dobrando em torno de árvores e sobre pedras afiadas, resultando em curvas fechadas na fibra.

### 3.1 Aplicações de DTS em Hidrogeologia

Na década de 1990, o DTS era usado principalmente na indústria de petróleo e gás para monitorar inundações de vapor em reservatórios de óleo pesado e monitorar

anomalias de temperatura em linhas de transmissão elétrica de alta tensão. O artigo de Shanafield et al. (2018) documenta a transição do DTS (e outras ferramentas baseadas em fibra) da aceitação industrial para a hidrológica. As aplicações hidrológicas começaram no final da década de 1990 com o monitoramento de infiltração em barragens (Weiss, 2012; Johansson, 1997; Johansson e Sjödaahl, 2004; Johansson e Sjödaahl, 2007). Ao usar a mudança sazonal na temperatura do reservatório como uma condição de contorno a montante, Johansson (1997) combinou a evolução térmica do material de preenchimento da barragem (medido por uma fibra óptica enterrada) com as previsões da equação de condução de advecção térmica para estimar a magnitude do transporte de calor adicional devido à infiltração (advecção). Em condições sem infiltração, o aquecimento e resfriamento sazonal da água do reservatório produz um pulso de calor condutivo aproximadamente sinusoidal horizontalmente através do material da barragem. Onde há infiltração, o pulso de calor é acelerado devido à convecção. Essa abordagem é agora amplamente usada para barragens e diques cheios de terra para detectar infiltração (Johansson e Sjödaahl, 2007). O método é mais apropriado para regiões de alta latitude, onde uma forte variação sazonal na temperatura do corpo d'água pode ser assumida.

O crescimento significativo no uso de DTS para hidrologia e hidrogeologia foi impulsionado em grande parte pelo trabalho de Selker et al. (2006a, b), que demonstraram sua importância na análise de interações entre águas subterrâneas e superficiais. Já um tópico emergente no início dos anos 2000, a compreensão e quantificação de fluxos hiporreicos (a troca entre águas superficiais e subterrâneas) foi dificultada pela falta de medições espaciais de alta resolução. Testes de traçadores integrados (Bencala et al., 2000) forneceram medições de troca em massa; medições verticais de temperatura em escala pontual no leito do córrego (Constanz *et al.*, 1998) ofereceram apenas um vislumbre dos processos de troca locais. Ao monitorar a temperatura do leito do córrego ao longo de um trecho de 1,4 km de riacho em Luxemburgo em escalas espaciais de ~1 m e em escalas de tempo de ~1 minuto, Selker et al. (2006b) foram capazes de mapear vários fluxos de água subterrânea (**Figura 6**).



**Figura 6** - a) Temperatura do córrego no tempo e no espaço de 24 de abril a 3 de maio de 2006, para os primeiros 720 m do Maisbich em Luxemburgo; b) vazão do córrego computada com entradas de água subterrânea nas linhas tracejadas computadas a partir de medições de temperatura e vazão a montante e a jusante obtidas de barragens; e, c) séries temporais de temperaturas espacialmente médias. Os dois primeiros dias (24 e 25 de abril) foram ensolarados, enquanto os dois últimos dias (30 de abril e 1º de maio) foram nublados (de Selker *et al.*, 2006b, com permissão).

Mapear o influxo de água subterrânea para os córregos foi um avanço significativo, embora esse tipo de dado pudesse, em princípio, ser coletado de uma pesquisa de temperatura sinótica demorada usando um termômetro portátil. De maior importância, no entanto, foi o uso da temperatura do leito do córrego variável ao longo do tempo para calcular diretamente o fluxo volumétrico de água subterrânea para o córrego. Como a temperatura do córrego tinha uma forte assinatura de 24 horas ou "diária", os pontos de influxo de água subterrânea resfriavam o córrego durante o final da tarde, mas aqueciam a água a jusante durante o início da manhã. Ao observar o ponto no tempo em que a água subterrânea não aquecia nem esfriava a jusante, a temperatura observada naquele ponto no tempo e no espaço representava a verdadeira temperatura da água subterrânea, uma medição que raramente era feita. Munido dessas informações, foi possível calcular, a partir de um modelo de balanço térmico, o fluxo volumétrico real de água subterrânea entrando no córrego em cada um desses pontos, uma medição que não poderia ser feita com precisão suficiente a partir da medição padrão de córregos (Selker *et al.*, 2006b; Westhoff *et al.*, 2007). A medição da troca entre águas superficiais e subterrâneas continua a avançar e evoluir significativamente com o trabalho em estuários (Henderson *et al.*, 2009), perfis DTS verticais de alta resolução (Briggs *et al.*, 2012), troca em lagos (Blume *et al.*, 2013), infiltração e falha de encostas (Bersin *et al.*, 2017; Schenato, 2017; Weiss, 2012; Perzimaier *et al.*, 2007; Wu *et al.*, 2019) e bacias de recarga de águas subterrâneas (Medina *et al.*, 2020).

O DTS também é amplamente usado para medir processos de zona vadosa enterrando fibras ópticas e monitorando sua temperatura em resposta ao aquecimento diário/sazonal, ou aquecendo ativamente a fibra e monitorando sua resposta térmica (por exemplo, Sayde et al., 2010; Benitez Buelga et al., 2014; He et al., 2018). No caso de resposta diária ou sazonal, as principais variáveis que afetam a resposta térmica são as taxas de infiltração (transporte de calor advectivo) e as propriedades térmicas do solo (principalmente transporte de calor condutivo, governado principalmente pelo teor de água do solo).

O trabalho sobre infiltração através de barragens e aterros depende da perturbação de uma série temporal de temperatura diária ou sazonal somente condutiva. A magnitude da perturbação advectiva é uma função do fluxo de infiltração ou infiltração. Por exemplo, vários autores (Gregory, 2009; Medina *et al.*, 2020) calcularam fluxos de infiltração através de uma grande bacia de infiltração documentando uma variabilidade espacial significativa nas taxas de fluxo, mas também a evolução ao longo do tempo do entupimento da bacia de espalhamento. Tais aplicações de engenharia hidráulica de DTS continuam a se expandir e a instalação de fibra de monitoramento é agora uma prática comum para muitas novas barragens, diques e bacias de infiltração.

O desenvolvimento de mapeamento de umidade do solo de alta resolução (tempo e espaço) representa um desafio fundamental na hidrologia da zona vadosa. A maioria das medições são medições pontuais (medindo um volume de alguns centímetros cúbicos), limitadas por profundidade (métodos de micro-ondas limitados aos primeiros 5 a 10 cm da superfície do solo) ou sensores integrados, como COSMOs (Cosmic-ray Soil Moisture Observing System), capazes de integrar dezenas de metros. Ao enterrar fibras ópticas, medições de resolução espacial muito alta podem ser feitas repetidamente. Em seu artigo, Steele Dunne et al. (2010) propuseram pela primeira vez o uso de múltiplas fibras, enterradas em profundidades variadas, para inferir a difusividade térmica do solo a partir da fase e amplitude das variações diárias de temperatura causadas pelo aquecimento solar. A difusividade térmica do solo,  $D$ , pode ser escrita como Equação (9).

$$D(\theta) = \lambda(\theta) / \rho C_p(\theta) \quad (10)$$

onde:

$\theta$  = teor volumétrico de água do solo (adimensional)

$\lambda(\theta)$  = condutividade térmica do solo ( $ML^1T^{-3}\theta^{-1}$ )

$C_p(\theta)$  = capacidade de calor do solo ( $ML^2T^{-2}\theta^{-1}$ )

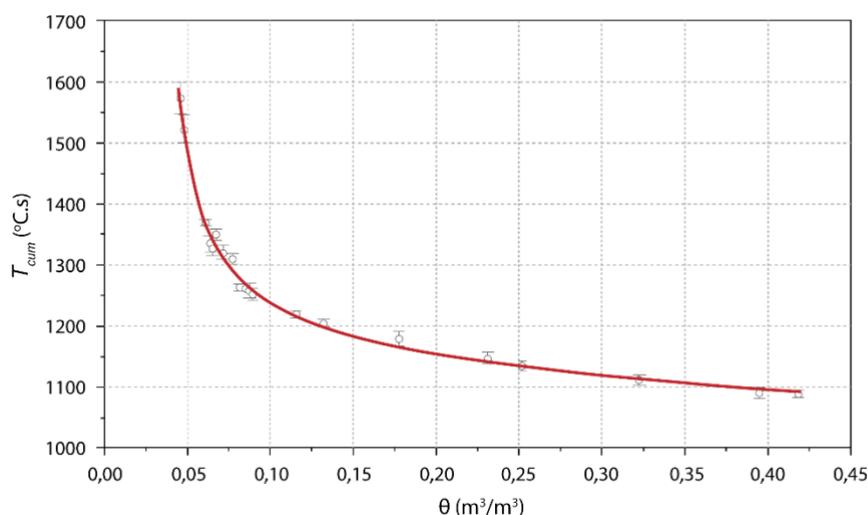
$\rho$  = densidade da água ( $ML^{-3}$ )

Sob a suposição de que o conteúdo de água do solo,  $\theta$ , era a única propriedade do solo a mudar ao longo do tempo, os autores mostraram que a evolução da umidade do solo poderia ser mapeada ao longo do tempo estimando a difusividade térmica do solo. Uma

publicação de Dong *et al.* (2016) melhorou a sensibilidade da abordagem incorporando uma solução da equação de Richard para melhorar a resolução da estimativa do conteúdo de água.

Como a difusividade térmica do solo é apenas fracamente uma função do conteúdo de água do solo e também não é monotônica no conteúdo de água, Sayde *et al.* (2010) adaptaram o conceito de detecção de pulso de calor do solo ao projeto de fibra óptica. Quando um fluxo de calor constante é aplicado a uma fibra óptica (tipicamente por meio de um elemento de aquecimento de resistência distribuída), sua taxa de aquecimento é principalmente uma função da condutividade térmica do solo em vez da difusividade térmica do solo. A condutividade térmica é controlada pela condutividade das partículas do solo, conteúdo de água do solo e conteúdo de ar. A condutividade térmica do solo em massa é geralmente linearmente relacionada ao conteúdo de água do solo (excluindo a extremidade muito seca e muito úmida do espectro de água do solo) e, portanto, quaisquer mudanças no tempo para a condutividade térmica provavelmente refletirão mudanças no conteúdo de água do solo sob a suposição de que outras propriedades do solo, como a densidade do solo seco, não mudam significativamente ao longo do tempo.

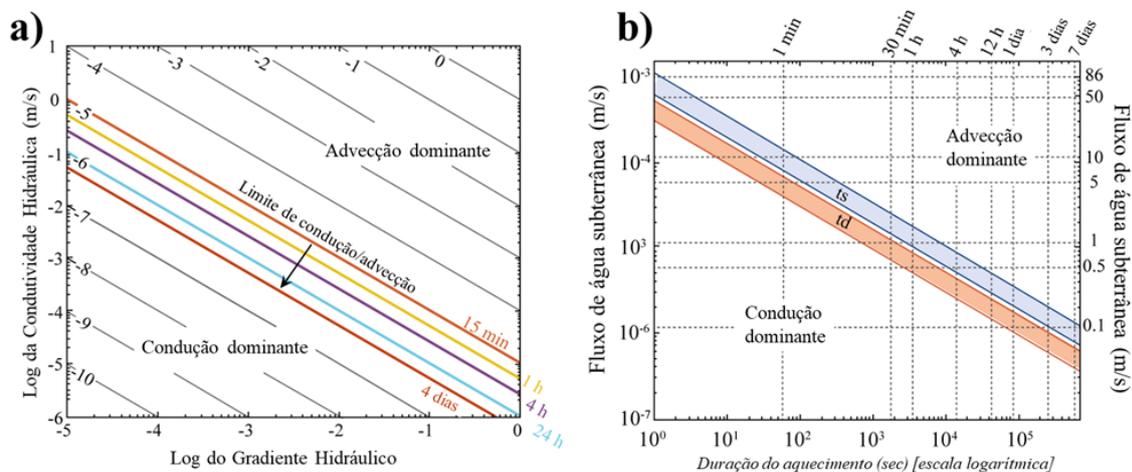
Sayde *et al.* (2010) incorporaram aquecimento de resistência usando a blindagem metálica de um cabo de fibra óptica e sob taxas modestas de aquecimento (10 W/m) notaram que o aquecimento cumulativo (análogo à transferência total de calor) estava fortemente relacionado ao conteúdo volumétrico de água (**Figura 7**). A relação entre o conteúdo de água e o aquecimento é consistente com a diminuição da condutividade térmica com a diminuição do conteúdo de água.



**Figura 7** - A relação entre o conteúdo volumétrico de água do solo,  $\theta$  e o aumento cumulativo na temperatura da fibra,  $T_{cum}$  para um pulso de calor de 120 segundos (com permissão de Sayde *et al.*, 2010).

O aquecimento ativo de fibras na zona vadosa continua sendo uma técnica em evolução e muito promissora. Melhorias no controle de aquecimento, requisitos de energia e análise continuam a ser feitas (por exemplo, como mostrado por Sayde *et al.*, 2014; Ciocca *et al.*, 2012; Sourbeer e Loheide, 2015; Dong *et al.*, 2017; Abesser *et al.*, 2020; e Simon *et al.*, 2020) e como discutido a seguir, o aquecimento ativo também tem aplicações abaixo do lençol freático.

Em um artigo definitivo, publicado em 2020, sobre a aplicação de aquecimento ativo a cabos embutidos em meios porosos, Simon e outros exploraram todo o espaço de parâmetros em torno da taxa e duração do fornecimento de calor, as propriedades térmicas dos meios porosos e a taxa de fluxo de água (**Figura 8**). Tornou-se aparente que para a convecção ser o controle dominante da temperatura medida, o fluxo de água subterrânea deve exceder cerca de 0,1 m/d e para detectar uma taxa de fluxo tão baixa, o aquecimento deve ser realizado por mais de um dia inteiro. Para fluxos de água subterrânea na faixa de 1 m/d, o aquecimento pode ser tão curto quanto 4 horas e para 5 m/d, tão pouco quanto 15 minutos, usando uma energia injetada de 20 W/m ao longo do cabo.

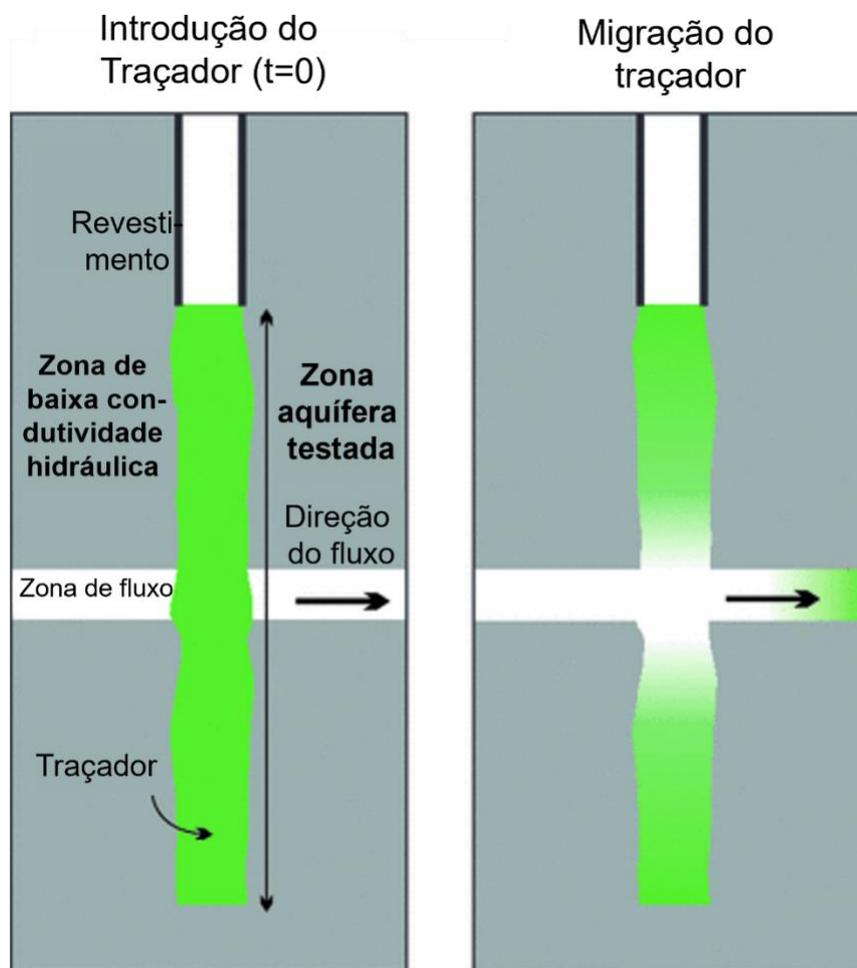


**Figura 8** - a) Transição entre transferência de calor condutiva e convectiva em função do gradiente hidráulico e da condutividade hidráulica (velocidade do fluido) e sua relação com os tempos de aquecimento de um cabo aquecido ativamente. b) Duração do aquecimento versus fluxo de água subterrânea.

Abaixo do lençol freático, o DTS tem sido amplamente utilizado para monitorar gradientes térmicos e fluxo de formação cruzada dentro de furos em testes de traçadores térmicos (Bense *et al.*, 2016) e monitorar sistemas geotérmicos de fontes terrestres (McDaniel *et al.*, 2017). Bakker *et al.* (2015), bem como des Tombe *et al.* (2019) desenvolveram um sistema de perfuração de empurrão direto capaz de instalar simultaneamente um loop de fibra óptica para monitorar testes de traçadores térmicos em sedimentos moles.

Testes de traçadores térmicos, tanto de curto prazo quanto de longo prazo, são ambientes ideais para monitoramento de DTS, pois a confiabilidade do sensor de fundo de

poço é maior do que a dos registradores de temperatura tradicionais por longos períodos. Pesquisadores implantaram fibras em vários furos de perfuração de rochas fraturadas e utilizaram traçadores inertes e termicamente reativos (bem como calor) para avaliar a conectividade da fratura (Hawkins *et al.*, 2017; Banks *et al.*, 2014). A **Figura 9** mostra o conceito geral de um teste de injeção em rocha fraturada, onde o traçador, que pode ser calor, é advectado através do furo em fraturas permeáveis.



**Figura 9** - Transporte conceitual de um traçador, químico ou térmico, inicialmente injetado em um furo. O traçador é rapidamente removido do furo nas proximidades de fraturas horizontais permeáveis. Para aplicações DTS típicas, o traçador seria água mais quente e as fraturas seriam delineadas na fibra DTS do furo por uma queda localizada na temperatura ao longo do tempo que é mais rápida do que seria previsto pela simples condução de calor.

Outros combinaram aquecimento de poços com monitoramento de temperatura para estimar propriedades térmicas de aquíferos em poços revestidos e fluxo de fluido horizontal através de intervalos rastreados dos poços (Hausner *et al.*, 2016). Em um uso novo e amplamente expandido de DTS, McDaniel *et al.* (2017) instalaram fibra DTS em 2.596 poços dentro e ao redor de um campo de poços de troca de calor geotérmico em Wisconsin,

EUA, para monitorar e melhorar a eficiência energética da injeção/extração de calor. Leaf *et al.* (2012) conduziram testes térmicos de poço aberto; simplesmente injetando água morna em várias profundidades em um poço aberto. A direção natural do fluxo no poço foi facilmente medida, assim como a absorção em fraturas. Embora os efeitos de flutuabilidade tenham complicado a análise, o fluxo do poço foi frequentemente descendente superando a flutuabilidade. O uso de DTS para registro de fluxo em poços está agora bem desenvolvido (Read *et al.*, 2014; Read *et al.*, 2015), no qual uma fonte de calor pontual é usada para injetar um pulso de calor em um furo de sondagem e sua diluição de influxos durante o aquecimento pode ser mapeada verticalmente, documentando zonas de influxo para o poço. Selker e Selker (2018) adicionaram o conceito de aquecimento de um cabo orientado verticalmente em locais discretos, onde os pulsos de calor resultantes podem ser rastreados verticalmente ao longo da fibra para permitir a detecção de fluxo de água horizontal e vertical.

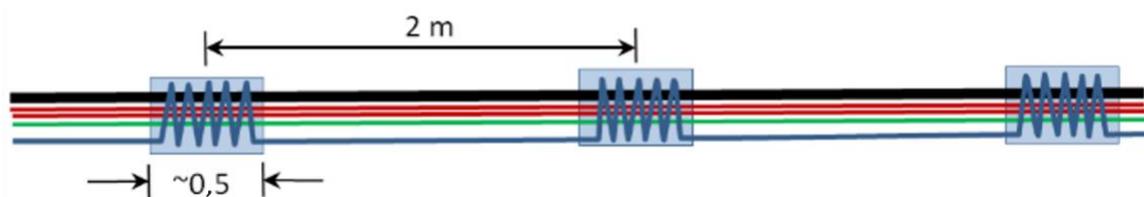
Um desafio fundamental para aplicações de DTS em furos de sondagem é a livre convecção de água dentro do poço. Klepikova *et al.* (2018) mostraram que a convecção poderia ser eliminada adicionando 0,1 por cento de gel de poliacrilamida (PAM) à água em um poço. Isso fornece uma “argamassa temporária” do cabo para que os dados reflitam as características do aquífero em vez do movimento da água dentro do poço. Como o gel PAM é macio, os instrumentos podem ser facilmente movidos através do gel conforme necessário para coletar amostras/medições locais de água ou para realizar injeções de água ou corrente elétrica para estudos tomográficos. Após o uso, o PAM pode ser removido bombeando lentamente o poço.

Na maioria dos casos descritos acima, as medições de DTS estão apenas observando um sistema de fluxo aquecido ou natural e a transferência de calor real da fibra não é usada para inferir propriedades do aquífero. Com o monitoramento ativo da umidade do solo, a taxa de dissipação de calor (ou aumento) da própria fibra pode ser usada para inferir propriedades térmicas do aquífero e velocidades de fluidos. O DTS agora é amplamente usado em um modo ativo, no qual os elementos de fibra e cabo são aquecidos a uma taxa conhecida de entrada de calor e o aumento ou decaimento térmico da temperatura na fibra e no cabo são usados para inferir propriedades do aquífero ou infiltração através de barragens e diques (Perzmaier *et al.*, 2004, Bakx *et al.*, 2019). Assim como no monitoramento ativo da umidade do solo, um elemento de aquecimento resistivo é incorporado no sistema de cabos que contém uma ou mais fibras ópticas. Aqui nos afastamos um pouco da terminologia de Bense *et al.* (2016), pois definimos DTS ativo em furos de sondagem como testes que estimam as propriedades do aquífero com base na transferência de calor do cabo DTS para a formação ou fluido, em vez de aquecer o fluido do furo de sondagem ou a massa rochosa e monitorar sua temperatura. Freifeld *et al.* (2008) foram os primeiros a aquecer ativamente a fibra em furos de sondagem profundos para estimar a variação vertical da condutividade térmica. Ao inverter numericamente a resposta, os autores estimaram a

variação vertical da condutividade térmica, para uso posterior na reconstrução da temperatura da paleosuperfície.

Outros pesquisadores utilizaram um sistema de fibra aquecida instalado entre a formação e um revestimento de poço flexível (Coleman *et al.*, 2015; Maldaner *et al.*, 2019). O revestimento reduz ou elimina o fluxo vertical dentro do poço e permite a medição sob gradientes hidráulicos naturais. O revestimento flexível permite que o poço seja usado para outros propósitos após o teste DTS, semelhante ao uso do gel PAM, conforme discutido anteriormente (Klepikova *et al.*, 2018) e pode ser extraído após o teste.

Enquanto a maioria dos experimentos com fibras aquecidas ativamente se esforçavam para aquecer uniformemente a fibra, Selker *et al.* (2018) construíram uma fibra aquecida espacialmente variável enrolando firmemente o cabo de aquecimento de cobre em intervalos de 2 metros ao longo de um cabo de detecção de fibra. Isso produziu um fluxo de calor maior nas seções firmemente enroladas (~0,5 m) do que nos intervalos restantes de 1,5 m, onde o cabo de aquecimento era colinear com a fibra de detecção (**Figura 10**). O uso de tal projeto permite a medição do fluxo de fluido vertical em várias profundidades em um furo de sondagem e aumenta o comprimento prático do cabo que pode ser aquecido.



**Figura 10** - Esquema de uma fibra óptica aquecida espacialmente variável. O enrolamento do cabo aquecedor (mostrado em azul) produziu “pontos” de aquecimento que permitiram a identificação da direção e magnitude do fluxo vertical em profundidades discretas dentro do furo de sondagem.

## 4 Medição de Deformação

A deformação, ou a deformação relativa devido à carga, é um importante processo hidrogeológico. A deformação vertical devido ao bombeamento em um poço é uma base do conceito de armazenamento específico e o campo da geomecânica assumiu maior importância nos campos da geodésia e sismologia nos últimos anos, à medida que reconhecemos as relações entre fluidos, pressões de fluidos e movimentos de terra em larga escala. A deformação localizada pode ser medida com uma ampla variedade de sensores, variando de células de carga a GPS, mas normalmente são medições pontuais. O sensoriamento de deformação distribuída em fibras ópticas vem evoluindo nas últimas décadas e agora está bem estabelecido no monitoramento de deslizamentos de terra, embora focado principalmente no sensoriamento de poços, monitoramento de estacas, medidores de fissuras para instabilidade de rochas e monitoramento de muros de contenção (Schenato, 2017). Pelo contrário, o monitoramento da distribuição espacial do deslocamento da superfície viu apenas alguns experimentos de prova de conceito.

### 4.1 Detecção de Deformação Distribuída Brillouin (BDSS)

Vários princípios de espalhamento diferentes podem ser usados para medir a deformação (Kishida *et al.*, 2014). O espalhamento de Brillouin, o fenômeno de espalhamento inelástico descrito anteriormente, é o mais comum e é baseado no princípio de que a deformação longitudinal (na direção da fibra) produzirá um fóton espalhado cuja frequência é deslocada do fóton incidente em proporção linear à mudança na deformação no local de espalhamento e à mudança na temperatura no local. De Zhang *et al.* (2020), isso pode ser expresso como Equação (11).

$$\Delta\nu_B = C_e\Delta\varepsilon + C_T\Delta T \quad (12)$$

onde:

$\Delta\nu_B$  = mudança na frequência de Brillouin ( $T^{-1}$ )

$\Delta\varepsilon$  = variação na deformação (dimensionless,  $LL^{-1}$ )

$\Delta T$  = variação de temperatura ( $\Theta$ )

$C_e$  = coeficiente de deformação de mudança de frequência de Brillouin calibrado da fibra ( $T^{-1}$ )

$C_T$  = coeficiente de mudança de frequência de Brillouin calibrado-temperatura ( $\Theta^{-1} T^{-1}$ )

Como a mudança depende da temperatura, também é necessário medir o retroespalhamento Raman como no DTS para compensar quaisquer efeitos térmicos e, portanto, um sistema Brillouin Distributed Strain Sensing (BDSS) também terá um sistema

DTS de baixa resolução integrado.

As medições de deformação são comumente feitas usando fibra enterrada em uma vala ou pavimento de estrada, ou em um poço. Em ambos os casos, a deformação medida na fibra óptica é uma função tanto da deformação geológica verdadeira quanto do acoplamento mecânico da fibra ao solo. Zhang *et al.* (2020) demonstraram que quando o cabo está melhor conectado mecanicamente ao meio geológico (ou seja, quanto mais rígido o aterro e menos rígido o cabo), então medidas mais representativas da deformação verdadeira no meio são obtidas. Além disso, aumentar o comprimento do calibre, ou seja, a distância sobre a qual a deformação é medida no cabo de fibra óptica, melhorará a precisão da medição da deformação verdadeira. Isso se deve ao acoplamento mecânico e não à intensidade do sinal, como é o caso nas medições DTS Raman.

O BDSS tem sido amplamente utilizado na estabilidade de encostas e no monitoramento de deslizamentos de terra. Schenato (2017) fornece uma revisão estendida de aplicações. No entanto, o monitoramento geodésico de ponta do deslocamento da superfície supera os métodos baseados em fibra óptica quando se trata de deslocamento real da superfície na faixa de cm ou maior, pois tais tensões podem causar falha da fibra. Os métodos baseados em fibra óptica são ideais para medições detalhadas de tensão (faixa de nm mm), que exigem conexões rígidas. Além disso, extensômetros baseados em fibra de custo relativamente baixo foram testados, os quais mudam em resposta ao deslocamento. Eles usam o princípio da perda de energia devido à micro ou macro flexão (por exemplo, Kwon *et al.*, 2006; Higuchi *et al.*, 2007). O deslocamento de milímetros a alguns centímetros pode ser medido usando tais projetos.

As aplicações hidrogeológicas do BDSS têm sido limitadas; no entanto, o monitoramento de reservatórios profundos e o monitoramento geotérmico continuam a se beneficiar dessa tecnologia. Seu custo é maior devido à necessidade de monitoramento de temperatura coincidente. Para medição da taxa de deformação, o BDSS agora está sendo superado por métodos baseados em Rayleigh.

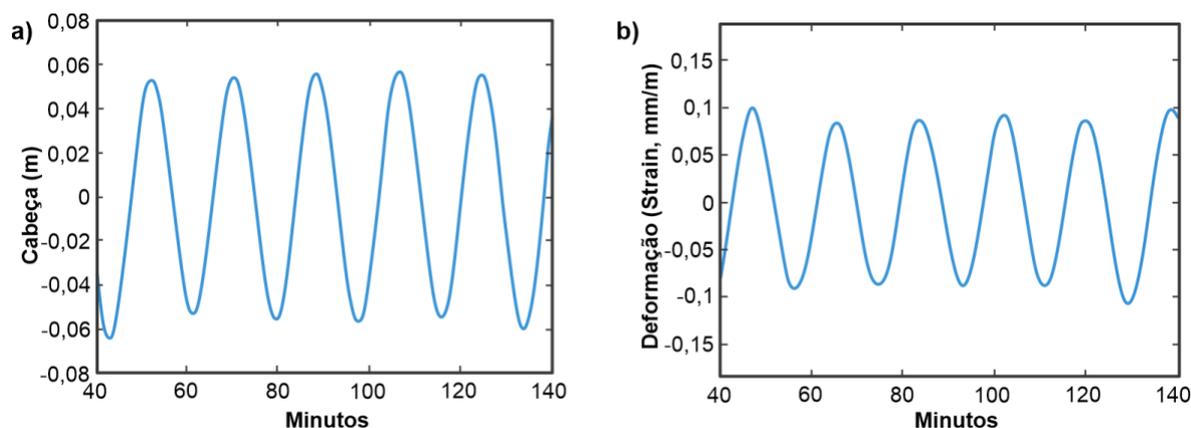
## 4.2 Medição de Deformação e Taxa de Deformação: Sensoriamento Acústico Distribuído (DAS).

O uso de Sensoriamento Acústico Distribuído (DAS) baseado em espalhamento Rayleigh ganhou destaque recentemente na área de ciências da terra. Ao contrário dos métodos de medição Raman ou Brillouin, que dependem da medição da produção de fótons espalhados inelásticos, o DAS usa fótons Rayleigh espalhados elasticamente para inferir a taxa de mudança de comprimento (deformação) da fibra óptica. O espalhamento Rayleigh resultante de pequenas heterogeneidades no índice de refração é mais comum do que o espalhamento Raman ou Brillouin e, portanto, fornece um sinal de retorno muito maior por unidade de tempo.

Em um sistema DAS, um laser é modulado a 10 kHz ou mais e os fótons retrodispersos retornam ao detector em função de sua distância pela fibra (Daley *et al.*, 2015, Lindsey *et al.*, 2017). A mudança de fase entre os fótons espalhados de diferentes distâncias pela fibra é computada para cada pulso de laser. Para calcular as mudanças no comprimento da fibra ao longo do tempo, ou taxa de deformação, a mudança de fase de um pulso de laser é comparada ao próximo pulso de laser e a variação no deslocamento de fase é calculada. Como a taxa de deformação (mudança no comprimento por unidade de tempo) é aproximadamente linear à mudança de fase entre esses dois trens de fótons, a mudança no espaçamento entre quaisquer dois locais de espalhamento pode ser determinada (Daley *et al.*, 2015). Como exemplo, se não houver deformação da fibra entre o tempo 1 e o tempo 2, não haverá mudança na mudança de fase para esses dois pulsos. No entanto, se uma seção da fibra muda de comprimento entre o tempo 1 e o tempo 2, então haverá uma diferença na mudança de fase observada para fótons retornando desta parte da fibra. Para a taxa típica de repetição do laser, a variação no espaçamento ou na taxa de deformação pode ser determinada em frequências bem dentro da faixa audível (10 kHz) e tão baixas quanto 0,1 Hz ou menos (Becker *et al.*, 2017). Instrumentos DAS típicos hoje podem resolver mudanças de fase em comprimentos de fibra não menores que ~10 m e esta escala de suporte de medição é normalmente denominada *comprimento de medição* do instrumento ou comprimento mínimo de fibra resolvível para o qual uma taxa de deformação pode ser recuperada.

O DAS tem sido amplamente utilizado no monitoramento acústico devido à sua ampla sensibilidade de frequência. Em sismologia, o DAS agora é amplamente utilizado na faixa de frequência de terremotos (1-10 Hz), hidrofracking e na refração e reflexão sísmica ativa (> 20 Hz). Lindsey *et al.* (2019) usaram um cabo de telecomunicações submarino para capturar eventos sísmicos de alta frequência de características previamente desconhecidas, mas também ondas de frequência muito mais baixa, marés e transporte de sedimentos causados por tempestades. Li *et al.* (2021) fornecem maiores detalhes da aplicação do DAS em tópicos geofísicos.

Como o DAS mede a taxa de mudança de comprimento entre dois pontos na fibra, o estresse aplicado deve induzir uma mudança longitudinal no comprimento a ser medido. Isso torna o DAS bastante aplicável à medição de deformação vertical em furos de sondagem acionados por bombeamento de águas subterrâneas e subsidência. Em seu artigo de 2017, Becker e outros desenvolveram um sistema oscilatório de bombeamento de águas subterrâneas implantado em granito fraturado para testar a resposta de baixa frequência das fibras DAS à deformação induzida por bombeamento. O estresse induzido em frequências de ~0,01 a 0,001 Hz produziu apenas alguns centímetros de mudança de carga no aquífero; no entanto, a deformação vertical de até 0,1 nm/m ou 0,1 nanostrain pôde ser registrada. A **Figura 11** documenta as pequenas mudanças de carga na sondagem e a deformação vertical resultante registrada na fibra no poço de bombeamento.

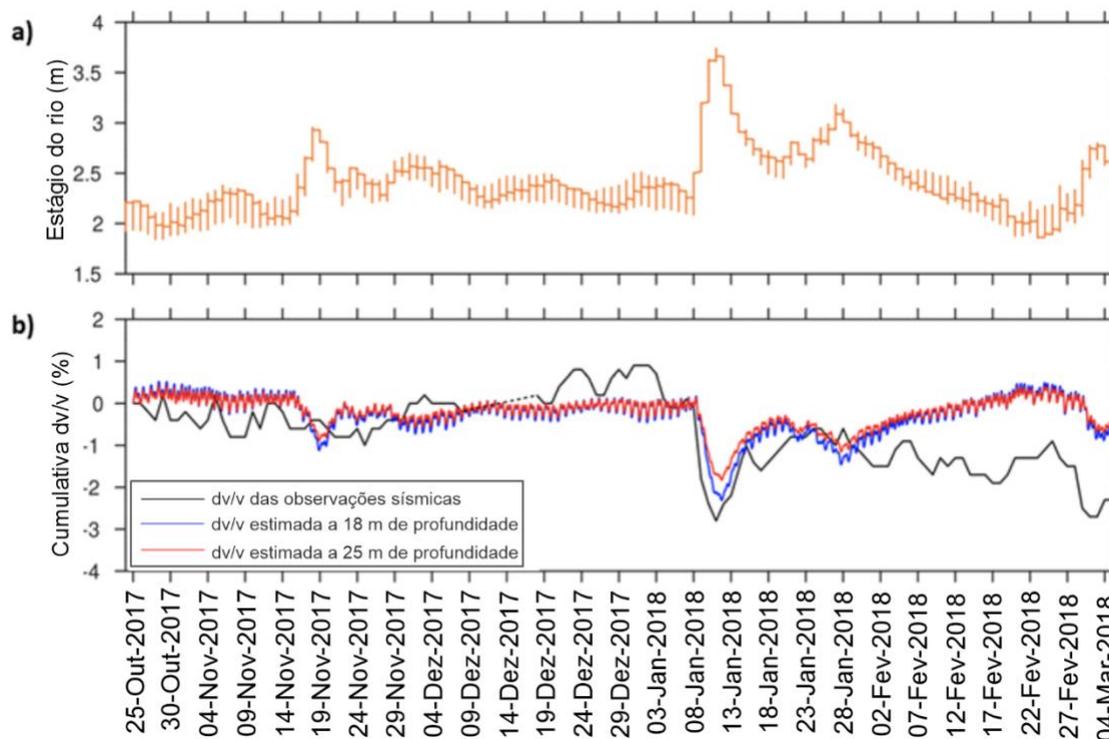


**Figura 11** - Pequenas mudanças de carga no furo e a deformação vertical resultante registrada na fibra no poço de bombeamento: a) resposta de carga filtrada medida na fratura estressada induzida pelo bombeamento; e, b) resposta de deformação DAS filtrada observada na mesma fratura. A deformação é coincidente no tempo com o bombeamento e mostra a dilatação e contração da fratura em resposta a mudanças na pressão do fluido (Becker *et al.*, 2017).

Embora este trabalho tenha exigido um sinal de condução de período modulado (bombeamento) para inferir as pequenas taxas de deformação, muitos estresses hidrogeológicos (marés de terra, bombeamento diário e sazonal de águas subterrâneas, irrigação por inundação) podem ser considerados ou projetados para serem quase periódicos. Usar esses estresses naturais e induzidos para inferir características geomecânicas e hidráulicas de aquíferos representa uma oportunidade única para obter essas características em grande escala, mas com alta resolução espacial.

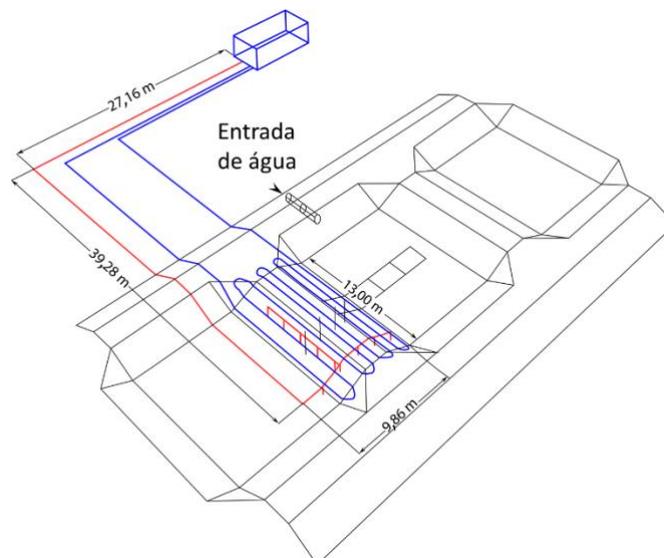
Tribaldos *et al.* (2021) demonstraram com sucesso que o DAS poderia ser usado para monitorar mudanças no armazenamento do aquífero em grandes regiões. Usando ruído sísmico ambiente (de automóveis e passagens de trem) como fonte de energia de entrada, os autores monitoraram mudanças temporais nas velocidades sísmicas em uma fibra de telecomunicações não utilizada (“escura”) de 23 km de comprimento nas proximidades do rio Sacramento, no centro da Califórnia, EUA. Mudanças na velocidade sísmica foram observadas perto do rio durante mudanças de estágio do rio de ~1,5 m, bem como durante períodos de recarga da precipitação. As mudanças na velocidade sísmica foram atribuídas a mudanças nas pressões dos poros devido à mudança de estágio ou carga de precipitação nos 10 a 30 metros superiores do aquífero. A **Figura 12** demonstra a forte correlação entre o estágio do rio (considerado como um indicativo dos níveis locais de água subterrânea) e as velocidades sísmicas nos sedimentos adjacentes ao rio. Ao contrário das medições pontuais, como piezômetros que fornecem apenas visões limitadas da resposta do aquífero, o uso de DAS de fibra escura fornece estimativas de mudança de armazenamento do aquífero em alta resolução espacial e em áreas muito grandes. O uso de DAS para monitoramento de aquíferos em larga escala em ambientes urbanos/suburbanos parece muito promissor, pois fibras enterradas e não utilizadas (escuras) são comuns em ambientes urbanos. O ruído sísmico ambiente também é onipresente em áreas urbanas e

muitas regiões metropolitanas dependem de aquíferos locais para uma parte importante de seu suprimento de água potável. Essas abordagens também podem ser apropriadas para áreas mais rurais onde as águas subterrâneas são amplamente utilizadas para irrigação, pois muitas áreas rurais são cortadas por redes ferroviárias e rodoviárias (para ruído ambiente) e a fibra de telecomunicações enterrada geralmente compartilha direitos de passagem com essa infraestrutura.



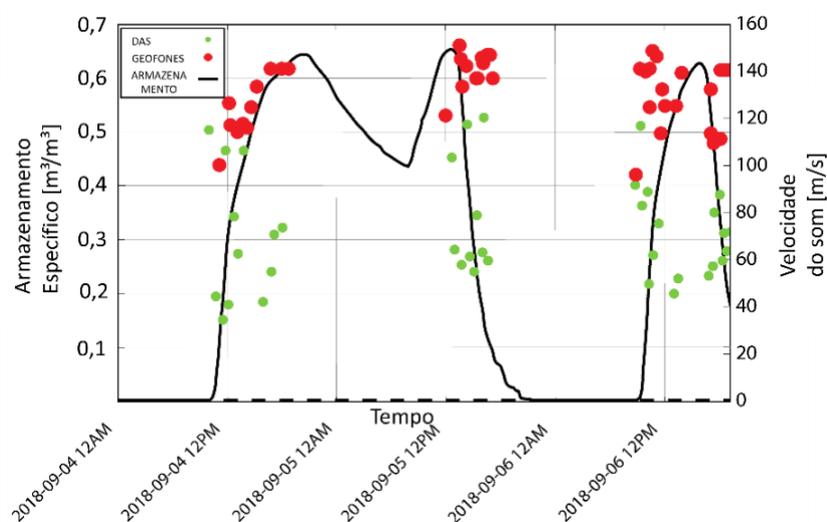
**Figura 12** - Relação entre a) estágio do rio Sacramento; e, b) mudanças locais na velocidade sísmica na profundidade estimada pela inversão do DAS. Aumentos rápidos (devido a inundações) correspondem a uma diminuição na velocidade sísmica conforme as pressões dos poros aumentam, enquanto o declínio gradual do estágio do rio (como visto em fevereiro de 2018) corresponde à compressão do aquífero e a um aumento na velocidade sísmica. De Tribaldos *et al.* (2021), com permissão.

Outras aplicações do DAS incluem o monitoramento da estabilidade de aterros de inundação, em particular para inferência de pressão de poros de estabilidade de taludes e detecção de erosão de tubulação reversa (Aguilar-López *et al.*, 2019). Para a aplicação de pressão de poros de estabilidade de taludes, a principal hipótese física proposta foi que o teor de umidade variável do solo do aterro terá um efeito direto nas propriedades acústicas da matriz do solo próxima em contato com o cabo. Ao implantar um único cabo em várias fileiras (**Figura 13**) sobre o aterro, diferentes sinais podem ser capturados em diferentes elevações sobre o aterro, o que pode ser relacionado posteriormente ao teor de umidade distribuído espacialmente.



**Figura 13** - Vista oblíqua e em planta da geometria das fibras enterradas (indicadas por linhas vermelhas e azuis) dentro do aterro. Modificado de Aguilar-López *et al.* (2019).

O aterro foi testado usando três fontes de energia acústica diferentes: 1) vibrações naturais do ambiente (passivas); 2) uma marreta (ativa); e 3) uma fonte sísmica controlada com varreduras entre 5 Hz e 500 Hz. Enquanto isso, a linha freática de infiltração interna do aterro foi variada ao longo de um dia. Medições de três minutos de duração foram feitas a cada meia hora a uma frequência de 2 kHz. Para validação das medições, 42 geofones tradicionais de monitoramento sísmico e cinco poços de monitoramento também foram instalados como validação para a acústica e elevação da linha de infiltração estimadas a partir das medições DAS. Os resultados mostram que o armazenamento específico total dentro do aterro e a velocidade da onda de superfície são correlacionados em média, conforme mostrado na **Figura 14**.



**Figura 14** - Correlação entre a velocidade sísmica observada (onda S) e o armazenamento estimado do aterro. De Aguilar-López *et al.* (2019).

## 5 Conclusão: O Futuro Parece Opticamente Brilhante!

Para encerrar, as ciências da terra têm sido parte de uma revolução de instrumentos e computação durante as últimas duas décadas, muitas vezes se beneficiando de avanços em outras disciplinas. O sensoriamento hidrogeofísico baseado em fibra avançou muito além dos sensores de ponto único e agora fornece medições verdadeiramente distribuídas ou de alta resolução espacial de temperatura, tensão e taxa de tensão. Como nossos colegas de sensoriamento remoto têm sido capazes de fazer por anos com imagens de alta resolução espacial, agora os hidrogeólogos podem resolver características térmicas e relacionadas ao estresse em escalas espaciais muito pequenas no subsolo e frequência temporal relativamente alta. Como em toda ciência, quanto mais perto e rápido você olha, mais você entende a física básica dos processos!

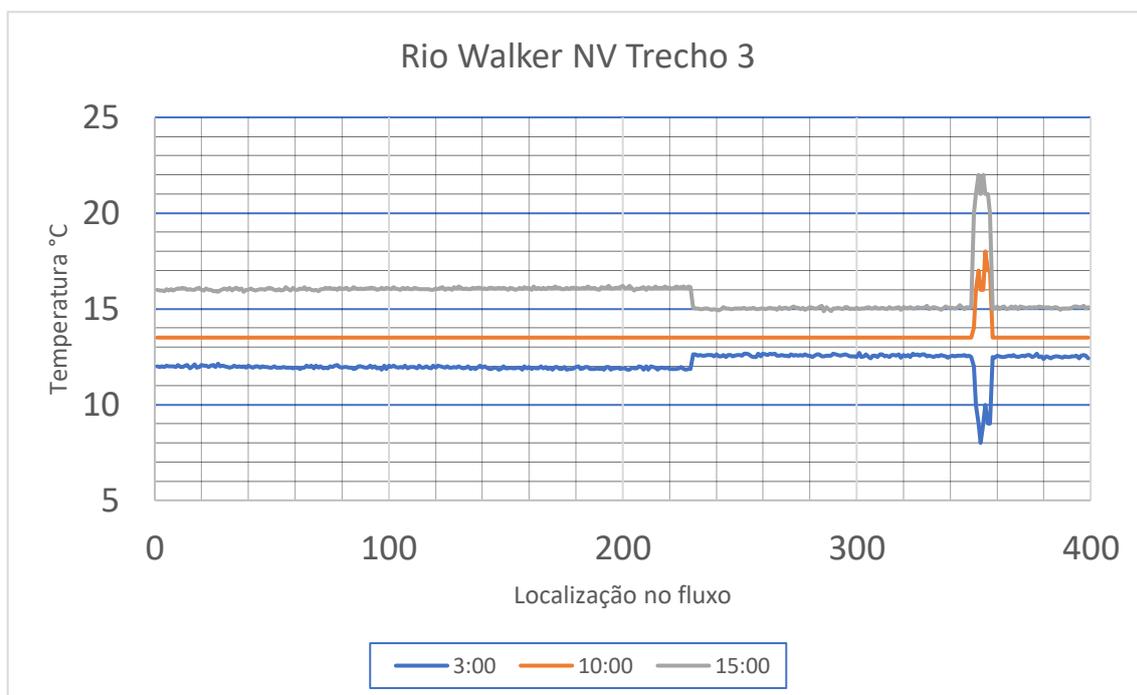
O sensoriamento hidrogeofísico distribuído baseado em fibra só pegou a fruta “mais fácil de colher” até o momento. A fibra óptica enterrada é onipresente em todo o ambiente construído. Explorar essa fibra de telecomunicações não utilizada pode levar a uma rede de monitoramento contínuo de baixo custo, mas de alta resolução, para infiltração, fluxo de calor e tensão. Assim como os sinais de celular podem ser usados para inferir taxas de precipitação (Overeem *et al.*, 2011; Overeem *et al.*, 2013), a infraestrutura e as ferramentas existentes de outras indústrias devem ser exploradas para o monitoramento hidrogeofísico. A explosão no sensoriamento acústico baseado em fibra está apenas começando no momento em que este artigo foi escrito, com a comunidade de sismologia adotando totalmente essa nova ferramenta. Hidrogeólogos e hidrogeofísicos serão necessários para ajudar essas outras comunidades a entender o papel da hidrologia em seus sinais e nós também podemos aprender com as abordagens empregadas por outros.

## 6 Exercícios

### Exercício 1

A figura abaixo mostra temperaturas de fluxo medidas em três diferentes momentos do dia (3:00, 10:00 e 15:00 horas) por uma fibra óptica colocada no fundo do rio Walker no oeste de Nevada, EUA, durante fluxo baixo. O fluxo na extremidade a montante (0,0 metros) foi medido como  $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $\sim 14,1 \text{ ft}^3/\text{s}$ ). Usando essas informações:

- Estimar a localização de um fluxo de água subterrânea.
- Estimar a temperatura da água subterrânea subjacente usando a abordagem de Selker *et al.* (2006).
- Calcule o fluxo volumétrico (em  $\text{m}^3/\text{s}$ ) de água subterrânea que entra no riacho às 3:00 e 15:00 horas.
- Supondo que o DTS pode resolver diferenças de temperatura no espaço com precisão de  $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ , qual é a taxa mínima de entrada de água subterrânea que pode ser observada neste rio, dado que o fluxo em um rio é: a)  $1 \text{ m}^3/\text{s}$ ; e, b)  $10 \text{ m}^3/\text{s}$ , a temperatura do córrego é  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  e a água subterrânea difere da temperatura do córrego em  $5 \text{ }^\circ\text{C}$ .



Temperaturas em diferentes horas do dia em Walker River, Nevada, EUA.

[Clique para a solução do Exercício 1](#) ↴

## Exercício 2

Um cabo DTS foi instalado em Martis Creek, fora de Truckee, Califórnia, EUA, para monitorar o fluxo de entrada de água subterrânea (Avery *et al.*, 2018). O cabo correu rio acima (à esquerda na figura abaixo) e então voltou rio abaixo. Dois banhos de calibração bem misturados foram localizados nas posições A e B, conforme mostrado. Uma longa bobina de cabo foi deixada no fluxo na extremidade inferior (à direita na figura) e um sensor de temperatura foi colocado nesta bobina de cabo para servir como um terceiro ponto de calibração. As temperaturas e as posições dos cabos dos sensores de temperatura são fornecidas na tabela abaixo da figura.



Cabo DTS instalado em Martis Creek, Califórnia, EUA.

Temperaturas e posições dos cabos dos sensores de temperatura.			
Tempo	Banho "A" °C (9,68 a 25,92 m)	Banho "B" °C (30,99 a 55,34 m)	Cabo a jusante °C (9,68 a 25,92 m)
15:10:04	19,17	-0,17	14,637
4:28:04	20,89	-0,17	16,572

O cabo é duplexado e foi interrogado usando uma operação de modo único. Os dados para este Exercício são fornecidos em uma planilha que pode ser baixada visitando a página da web deste livro em [gw-project.org/books/distributed-fiber-optic-hydrogeophysics/](http://gw-project.org/books/distributed-fiber-optic-hydrogeophysics/) e clicar no botão "Download".

- a) Estime os coeficientes  $\gamma$ ,  $\Delta\alpha$  e  $C$  para cada traço DTS usando a planilha anexa seguindo o método de Hausner *et al.* (2011) conforme descrito pela Equação (13). O primeiro traço foi calculado para fornecer um exemplo e as unidades de temperatura têm uma conversão de Celsius para Kelvin. Após as etapas adequadas serem tomadas para avaliar o segundo traço na planilha, a resposta

aparecerá nas células L23-L25 na planilha DTS RAW. É útil trabalhar na planilha tentando obter os seguintes valores e se eles não forem facilmente obtidos, a solução deste Exercício descreve as etapas necessárias para atingir esses valores: Tempo = 4:28 horas,  $\gamma = 484,28$  °K,  $C = 1,29$  adimensional,  $\Delta\alpha = 8,866 \times 10^{-5}$  m<sup>-1</sup>.

- b) Recalcule as temperaturas do DTS usando os coeficientes calibrados e discuta como as temperaturas mudaram.
- c) A planilha de calibração usa os valores médios espaciais de Stokes e anti-Stokes de todos os pontos do cabo dentro de cada banho de calibração. É possível estimar a resolução de temperatura do DTS calculando o erro quadrático médio (RMSE) das temperaturas calibradas do DTS dentro de cada um dos banhos de calibração. Supondo que o cabo do DTS estava uniformemente na temperatura do banho de calibração, estime o RMSE de todas as temperaturas do cabo dentro de cada banho. Como o RMSE muda com a distância ao longo do cabo? E por quê?

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

### Exercício 3

Usando dados da Figura 12 da Seção 4.2, desenvolva uma equação de regressão para a mudança normalizada observada na velocidade sísmica ( $dv/V$  como uma porcentagem) e a mudança no armazenamento do aquífero.

[Clique para a solução do Exercício 3](#) ↴

## 7 Referências

- Abesser, C., F. Ciocca, J. Findlay, D. Hannah, P. Blaen, A. Chalari, M. Mondanos e S. Krause, 2020, A distributed heat pulse sensor network for thermo-hydraulic monitoring of the soil subsurface. *Quarterly Journal of Engineering e Hydrogeology*, volume 53, número 3, page 352-365, <http://doi.org/10.1144/qjegh2018-147>.
- Avery, E., R. Bibby, A. Visser, B. Esser e J. Moran, 2018, Quantification of groundwater discharge in a subalpine stream using Radon-222. *Water*, volume 10, número 2, páginas 100, <https://doi.org/10.3390/w10020100>.
- Aguilar-López, J.P., T.A. Bogaard, A.G. Ruiz, M.G. Herràez e G.G. Drijkoningen, 2019, Fiber optic distributed acoustic sensing for levee monitoring. *European Geosciences Union General Assembly*, Vienna, Austria, <http://resolver.tudelft.nl/uuid:c3816121-4354-4046-a15b-37cab3d3363f>, Acessado em 27 Maio 2022.
- Bakker, M., R. Caljé, F. Schaars, K.J. van der Made e S. Haas, 2015, An active heat tracer experiment to determine groundwater velocities using fiber optic cables installed with direct push equipment. *Water Resources Research*, volume 51, número 4, páginas 2760-2772, <https://doi.org/10.1002/2014WR016632>.
- Bakx, W., P.J Doornenbal, R.J. van Weesep, V.F. Bense, G.H.P.O. Essink e M.F.P. Bierkens, 2019, Determining the relation between groundwater flow velocities e measured temperature differences using active heating-distributed temperature sensing. *Water*, volume 11, número 8, página 1619, <https://doi.org/10.3390/w11081619>.
- Banks, E., M. Shannafield e P. Cook, 2014, Induced temperature gradients to examine groundwater flowpaths in open boreholes. *Groundwater*, volume 52, número 6, páginas 943-951, <https://doi.org/10.1111/gwat.12157>.
- Becker, M.W., C. Ciervo, M. Cole, T. Coleman e M. Mondanos, 2017, Fracture hydromechanical response measured by fiber optic distributed acoustic sensing at milli-Hertz frequencies. *Geophysical Research Letters*, volume 44, número 14, páginas 7295-7302, <https://doi.org/10.1002/2017GL073931>.
- Bencala, K.E., 2000, Hyporheic zone hydrological processes. *Hydrological Processes*, volume 14, número 15, páginas 2797-2798, [https://doi.org/10.1002/1099-1085\(20001030\)14:15<2797::AID-HYP402>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/1099-1085(20001030)14:15<2797::AID-HYP402>3.0.CO;2-6).
- Benítez-Buelga, J., C. Sayde, L. Rodríguez-Sinobas e J.S. Selker, 2014, Heated fiber optic distributed temperature sensing: a dual-probe heat-pulse approach. *Vadose Zone Journal*, volume 13, número 11, páginas 1-10, <https://doi.org/10.2136/vzj2014.02.0014>.
- Bense, V.F., T. Read, O. Bour, T. Le Borgne, T. Coleman, S. Krause, A. Chalari, M. Mondanos, F. Ciocca e J.S. Selker, 2016, Distributed temperature sensing as a downhole

- tool in hydrogeology. *Water Resources Research*, volume 52, número 12, páginas 9259-9273, <https://doi.org/10.1002/2016WR018869>.
- Briggs, M.A., L.K. Lutz e J.M. McKenzie, 2012, A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams. *Hydrologic Processes*, volume 26, número 9, páginas 1277-1290, <https://doi.org/10.1002/hyp.8200>.
- Blume, T., S. Krause, K. Meinikmann e J. Lewandowski, 2013, Upscaling lacustrine groundwater discharge rates by fiber-optic distributed temperature sensing. *Water Resources Research*, volume 49, número 12, páginas 7929-7944, <https://doi.org/10.1002/2012WR013215>.
- Bersan, S., A.R. Koelewijn e P. Simonini, 2017, Effectiveness of distributed temperature measurements for early detection of piping in river embankments. *Hydrology Earth System Sciences*, volume 22, páginas 1491-1508, <https://doi.org/10.5194/hess-22-1491-2018>.
- Ciocca, F., I. Lunati, N. Van de Giesen e M.B. Parlange, 2012, Heated optical fiber for distributed soil-moisture measurements: A lysimeter experiment. *Vadose Zone Journal*, volume 11, número 4, <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0199>.
- Coleman, T.I., B.L. Parker, C.H. Maldaner e M.J. Mondanos, 2015, Groundwater flow characterization in a fractured bedrock aquifer using active DTS tests in sealed boreholes. *Journal of Hydrology*, volume 528, páginas 449-462, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.061>.
- Constantz, J., 1998, Interaction between stream temperature, streamflow e groundwater exchanges in alpine streams. *Water Resources Research*, volume 34, número 7, páginas 1609-1615, <https://doi.org/10.1029/98WR00998>.
- Daley, T.M., D.E. Miller, K. Dodds, P. Cook e B.M. Freifeld, 2015, Field testing of modular borehole monitoring with simultaneous distributed acoustic sensing e geophone vertical seismic profiles at Citronelle, Alabama. *Geophysical Prospecting*, volume 64, número 5, páginas 1318-1334, <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12324>.
- des Tombe, B.F., M. Bakker, F. Smits, F. Schaars e K.-J. van der Made, 2019, Estimation of the variation in specific discharge over large depth using distributed temperature sensing (DTS) measurements of the heat pulse response. *Water Resources Research*, volume 55, número 1, páginas 811-826, <https://doi.org/10.1029/2018WR024171>.
- des Tombe, B.F. e B. Schilperoort, 2020a, DTS calibration Python package for calibrating distributed temperature sensing measurements. <https://zenodo.org/record/3876407-.YRCkoNNKi3I>, Acessado em 27 Maio 2022.

- des Tombe, B., B. Schilperoort e M. Bakker, 2020b, Estimation of temperature e associated uncertainty from fiber-optic Raman-spectrum distributed temperature sensing. *Sensors*, volume 20, número 8, página 2235, <https://doi.org/10.3390/s20082235>↗.
- Dong, J., S.C. Steele-Dunne, T.E. Ochsner, C.E. Hatch, C. Sayde, J. Selker, S. Tyler, M.H. Cosh e N. Van de Giesen, 2016, Mapping high-resolution soil moisture e properties using distributed temperature sensing data e an adaptive particle batch smoother. *Water Resources Research*, volume 52, número 10, páginas 7690-7710, <https://doi.org/10.1002/2016WR019031>↗.
- Dong, J., R. Agliata, S. Steele-Dunne, O. Hoes, T. Bogaard, R. Greco e N. Van de Giesen, 2017, The impacts of heating strategy on soil moisture estimation using actively heated fiber optics. *Sensors*, volume 17, número 9, página 2102, <https://doi.org/10.3390/s17092102>↗.
- Farahani, M. e T. Gogolla, 1999, Spontaneous Raman scattering in optical fibers with modulate probe light for distributed temperature Raman remote. *Journal of Lightwave Technology*, volume 17, número 8, páginas 1379-1391, [doi: 10.1109/50.779159](https://doi.org/10.1109/50.779159)↗.
- Freifeld, B.M., S. Finsterle, T.C. Onstott, P. Toole e L.M. Pratt, 2008, Ground surface temperature reconstructions: using in situ estimates for thermal conductivity acquired with a fiber-optic distributed thermal perturbation sensor. *Geophysical Research Letters*, volume 35, número 14, <https://doi.org/10.1029/2008GL034762>↗.
- Ghafoori, Y., A. Vidmar, J. Říha e A. Kryžanowski, 2020, A review of measurement calibration e interpretation for seepage monitoring by optical fiber distributed temperature. *Sensors*, volume 20, número 19, página 5696, <https://doi.org/10.3390/s20195696>↗.
- Gregory, C.T., 2009, Temperature e infiltration characterization of a constructed wetland for wastewater treatment. Master of Science Thesis, Department of Biological e Ecological Engineering, Oregon State University, 97 páginas, <http://hdl.handle.net/1957/13780>↗, Acessado em 27 Maio 2022.
- Hausner, M.B., S. Suárez, K.E. Glander, N. Van de Giesen, J.S. Selker e S. Tyler, 2011, Calibrating single-ended fiber-optic Raman spectra distributed temperature sensing data. *Sensors*, volume 11, número 11, páginas 10859-10879, <https://doi.org/10.3390/s111110859>↗.
- Hausner, M.B., L. Kryder, J. Klenke, R. Reinke e S.W. Tyler, 2016, Interpreting variations in groundwater flows from repeated distributed thermal perturbation tests. *Groundwater*, volume 54, número 4, páginas 559-568, <https://doi.org/10.1111/gwat.12393>↗.
- Hawkins, A.J., D.B. Fox, M.W. Becker e J.W. Tester, 2017, Measurement e simulation of heat exchange in fractured bedrock using inert e thermally degrading tracers. *Water*

- Resources Research, volume 53, número 2, páginas 1210-1230, <https://doi.org/10.1002/2016WR019617>.
- He, H., M.F. Dyck, R. Horton, T. Ren, K.L. Bristow, J. Lv e B. Si, 2018, Development e application of the heat pulse method for soil physical measurements. *Reviews of Geophysics*, volume 56, número 4, páginas 567-620, <https://doi.org/10.1029/2017RG000584>.
- Henderson, R.D., F.D. Day-Lewis e C.F. Harvey, 2009, Investigation of aquifer-estuary interaction using wavelet analysis of fiber-optic temperature data. *Geophysical Research Letters*, volume 36, número 6, <https://doi.org/10.1029/2008GL036926>.
- Higuchi, K., K. Fujisawa, K. Asai, A. Pasuto e G. Marcato, 2007, Application of new landslide monitoring technique using optical fiber sensor at Takisaka Landslide, Japan. *Proceedings of the First North American Landslide Conference*, Vail, Colorado, USA, páginas 1074-1083, <https://www.pwri.go.jp/team/landslide/outcome/102.pdf>, Acessado em 27 Maio 2022.
- Hill, K.O. e G. Meltz, 1997, Fiber Bragg grating technology: fundamentals e overview. *Journal of Lightwave Technology*, volume 15, número 8, páginas 1263-1276, <https://doi.org/10.1109/50.618320>.
- Johansson, S., 1997, Seepage monitoring in embankment dams. Doctor of Philosophy thesis, Superseded Departments, Civil e Environmental Engineering, Royal Institute of Technology, Stockholm, Sweden, <http://urn.kb.se/resolve?urn=urn:nbn:se:kth:diva-2477>, Accessed on May 27, 2022.
- Johansson, S. e P. Sjö Dahl, 2004, Downstream seepage detection using temperature measurements e visual inspection—Monitoring experiences from Røsvatn field test dam. *Seminar on Stability e Breaching of Embankment Dams*, Oslo, Norway, 21–22 October 2004, 20 páginas, [https://www.sensornet.co.uk/wp-content/uploads/2016/05/Oslo\\_2004-Downstream-Seepage-Detection-using-Temperature-Me.pdf](https://www.sensornet.co.uk/wp-content/uploads/2016/05/Oslo_2004-Downstream-Seepage-Detection-using-Temperature-Me.pdf), Acessado em 27 Maio 2022.
- Johansson, S. e P. Sjø Dahl, 2007, Seepage measurements e internal erosion detection using the passive temperature method *in* *Assessment of the Risk of Internal Erosion of Water Retaining Structures: Dams, Dykes e Levees*, Technische Universität München, Munich, Germany, páginas 186-192, ISBN 978-3-940476-04-3.
- Klepikova, M., C. Roques, S. Loew e J.S. Selker, 2018, Improved characterization of groundwater flow in heterogeneous aquifers using granular polyacrylamide (PAM) gel as temporary grout. *Water Resources Research*, volume 54, número 2, páginas 1410-1419, <https://doi.org/10.1002/2017WR022259>.
- Kishida, K., Y. Yamauchi e A. Guzik, 2014, Study of optical fibers strain-temperature sensitivities using hybrid Brillouin-Rayleigh system. *Photonic Sensors*, volume 4, número 1, páginas 1-11, <https://doi.org/10.1007/s13320-013-0136-1>.

- Kwon, I.B., C.Y. Kim, D.C. Seo e H.C. Hwang, 2006, Multiplexed fiber optic OTDR sensors for monitoring of soil sliding. Proceedings of the XVIII IMEKO World Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 17-22 September 2006, <https://www.imeko.org/publications/wc-2006/PWC-2006-TC20-002u.pdf>, Acessado em 27 Maio 2022.
- Leaf, A.T., D.J. Hart e J.M. Bahr, 2012, Active thermal tracer tests for improved hydrostratigraphic characterization. *Groundwater*, volume 50, número 5, páginas 726-735, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00913.x>.
- Li, Y., M. Karrenbach e J. Ajo-Franklin, editors, 2021, Distributed acoustic sensing in geophysics: methods e applications. American Geophysical Union Monograph, ISBN: 978-1-119-52177-8, 320 páginas.
- Lindsey, N.J., E.R. Martin, D.S. Dreger, B. Freifeld, S. Cole, S.R. James e J.B. Ajo-Franklin, 2017, Fiber-optic network observations of earthquake wavefields. *Geophysical Research Letters*, volume 44, número 23, páginas 11,792-11,799, <https://doi.org/10.1002/2017GL075722>.
- Lindsey, N.J., T.C. Dawe e J.B. Ajo-Franklin, 2019, Illuminating seafloor faults e ocean dynamics with dark fiber distributed acoustic sensing. *Science*, volume 366, número 6469, páginas 1103-1107, <https://doi.org/10.1126/science.aay5881>.
- Maldaner, C.H., J.D. Munn, T.I. Coleman, J.W. Molson e B.L. Parker, 2019, Groundwater flow quantification in fractured rock boreholes using active distributed temperature sensing under natural gradient conditions. *Water Resources Research*, volume 55, número 4, páginas 3285-3306, <https://doi.org/10.1029/2018WR024319>.
- McDaniel, A., D. Fratta, J.M. Tinjum e D. Hart, 2017, Long-term district-scale geothermal exchange borefield monitoring with fiber optic distributed temperature sensing. *Geothermics*, volume 72, páginas 193-204, <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.11.008>.
- Medina, R., C. Pham, M. Plumlee, A. Hutchinson, M. Becker e P. Connell, 2020, Distributed temperature sensing to measure infiltration rates across a groundwater recharge basin. *Groundwater*, volume 58, número 6, páginas 913-923, <https://doi.org/10.1111/gwat.13007>.
- Nyquist, H., 1928, Certain topics in telegraph transmission theory. Winter Convention of the American Institute of Electrical Engineers, New York, February 13-17, páginas 617-644, [https://www.eit.lth.se/fileadmin/eit/courses/eit085f/Nyquist\\_Certain\\_Topics\\_in\\_Telegraph\\_Transmission\\_Theory\\_AIEE\\_1928.pdf](https://www.eit.lth.se/fileadmin/eit/courses/eit085f/Nyquist_Certain_Topics_in_Telegraph_Transmission_Theory_AIEE_1928.pdf), Accessed on May 27, 2022.
- Overeem, A., H. Leijnse e R. Uijlenhoet, 2011, Measuring urban rainfall using microwave links from commercial cellular communication networks. *Water Resources Research*, volume 47, número 12, <https://doi.org/10.1029/2010WR010350>.

- Overeem, A., H. Leijnse e R. Uijlenhoet, 2013, Country-wide rainfall maps from cellular communication networks. *Proceedings of the National Academy of Sciences of United States of America*, volume 110, número 8, 2741-2745, <https://doi.org/10.1073/pnas.1217961110>.
- Perzmaier, S., M. Aufleger e M. Conrad, 2004, Distributed fiber optic temperature measurements in hydraulic engineering: Prospects of the heat-up method. *Proceedings of a Workshop on Dam Safety Problems e Solutions, 72nd Annual Meeting, Workshop on Dam Safety Problems e Solutions-Sharing Experience*, Seoul, South Korea, página 31.
- Perzmaier, S., M. Aufleger e J. Dornstädter, 2007, Detection of internal erosion by means of the active temperature method *in* *Assessment of the Risk of Internal Erosion of Water Retaining Structures: Dams, Dykes e Levees*, Technische Universität München, Munich, Germany, ISBN 978-3-940476-04-3.
- Read, T., O. Bour, J.S. Selker, V.F. Bense, T.L. Borgne, R. Hochreutener e N. Lavenant, 2014, Active-distributed temperature sensing to continuously quantify vertical flow in boreholes. *Water Resources Research*, volume 50, número 5, páginas 3706-3713, <https://doi.org/10.1002/2014WR015273>.
- Read, T., V.F. Bense, R. Hochreutener, O. Bour, T. Le Borgne, N. Lavenant e J.S. Selker, 2015, Thermal-plume fibre optic tracking (T-POT) test for flow velocity measurement in groundwater boreholes. *Geoscientific Instrumentation, Methods e Data Systems*, volume 4, número 2, páginas 197-202, <https://doi.org/10.5194/gi-4-197-2015>.
- Rose, L., S. Krause e N.J. Cassidy, 2013, Capabilities e limitations of tracing spatial temperature patterns by fiber-optic distributed temperature sensing. *Water Resources Research*, volume 49, número 3, páginas 1741-1745, <https://doi.org/10.1002/wrcr.20144>.
- Sayde, C., J.B. Buelga, L. Rodriguez-Sinobas, L.E. Khoury, M. English, N. Van de Giesen e J.S. Selker, 2014, Mapping variability of soil water content e flux across 1-1000 m scales using the Actively Heated Fiber Optic method. *Water Resources Research*, volume 50, número 9, páginas 7302-7317, <https://doi.org/10.1002/2013WR014983>.
- Sayde, C., C. Gregory, M. Gil-Rodriguez, N. Tufillaro, S. Tyler, N. Van de Giesen, M. English, R. Cuenca e J.S. Selker, 2010, Feasibility of soil moisture monitoring with heated fiber optics. *Water Resources Research*, volume 46, número 6, <https://doi.org/10.1029/2009WR007846>.
- Schenato, L., 2017, A review of distributed fibre optic sensors for geo-hydrological applications. *Applied Sciences*, volume 7, número 9, página 896, <https://doi.org/10.3390/app7090896>.

- Selker, J., N. Van de Giesen, M. Westhoff, W. Luxemburg e M.B. Parlange, 2006a, Fiber optics opens window on stream dynamics. *Geophysical Research Letters*, volume 33, número 24, <https://doi.org/10.1029/2006GL027979>.
- Selker, J.S., L. Thévenaz, H. Huwald, A. Mallet, W. Luxemburg, N. Van de Geisen, M. Stejskal, J. Zeman, M. Westoff e M.B. Parlange, 2006b, Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research*, volume 42, número 12, <https://doi.org/10.1029/2006WR005326>.
- Selker, J.S., S. Tyler e N. Van de Giesen, 2014, Comment on “Capabilities e limitations of tracing spatial temperature patterns by fiber-optic distributed temperature sensing” by L. Rose, S. Krause e N.J. Cassidy. *Water Resources Research*, volume 50, número 6, páginas 5372-5374, <https://doi.org/10.1002/2013WR014979>.
- Selker, F. e J.S. Selker, 2018, Investigating water movement within e near wells using active point heating e fiber optic distributed temperature sensing. *Sensors*, volume 18, número 4, página 1023, <https://doi.org/10.3390/s18041023>.
- Shanafield, M., E.W. Banks, J.W. Arkwright e M.B. Hausner, 2018, Fiber-optic sensing for environmental applications: Where we have come from e what is possible. *Water Resources Research*, volume 54, número 11, página 8552-8557, <https://doi.org/10.1029/2018WR022768>.
- Simon, N., O. Bour, N. Lavenant, G. Porel, B. Nauleau, B. Pouladi e L. Longuevergne, 2020, A comparison of different methods to estimate the effective spatial resolution of FO-DTS measurements achieved during sandbox experiments. *Sensors*, volume 20, número 2, <https://doi.org/10.3390/s20020570>.
- Sourbeer, J. e S. Loheide, 2015, Obstacles to long-term soil moisture monitoring with heated distributed temperature sensing. *Hydrological Processes*, volume 30, número 7, páginas 1017-1035, <https://doi.org/10.1002/hyp.10615>.
- Steele-Dunne, S.C., M.M. Rutten, D.M. Krzeminska, M. Hausner, S.W. Tyler, J. Selker, T.A. Bogaard e N.C. Van de Giesen, 2010, Feasibility of soil moisture estimation using passive distributed temperature sensing. *Water Resources Research*, volume 46, número 3, <https://doi.org/10.1029/2009WR008272>.
- Tribaldos, V.R. e J.B. Ajo-Franklin, 2021, Aquifer monitoring using ambient seismic noise recorded with distributed acoustic sensing (DAS) deployed on dark fiber. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, volume 126, número 4, <https://doi.org/10.1029/2020JB021004>.
- Tyler, S.W., S. Burak, J. McNamara, A. Lamontagne, J. Selker e J. Dozier, 2008, Spatially distributed temperatures at the base of two mountain snowpacks measured with fiber-optic sensors. *Journal of Glaciology*, volume 54, número 187, páginas 673-679, <https://doi.org/10.3189/002214308786570827>.

- Tyler, S.W., J.S. Selker, M.B. Hausner, C.E. Hatch, T. Torgersen, C.E. Thodal e S.G. Schladow, 2009, Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber optic methods. *Water Resources Research*, volume 45, número 4, <https://doi.org/10.1029/2008WR007052>.
- Uijlenhoet, R., A. Overeem e H. Leijnse, 2018, Opportunistic remote sensing of rainfall using microwave links from cellular communication networks. *Wiley Interdisciplinary Reviews*, volume 5, número 4, <https://doi.org/10.1002/wat2.1289>.
- Van de Giesen, N., S.C. Steele-Dunne, J. Jansen, O. Hoes, M.B. Hausner, S. Tyler e J. Selker, 2012, Double-ended calibration of fiber-optic Raman spectra distributed temperature sensing data. *Sensors*, volume 12, número 5, páginas 5471-5485, <https://doi.org/10.3390/s120505471>.
- Weiss, J.D., 2012, Using fiber optics to detect moisture intrusion into a landfill cap consisting of a vegetative soil barrier. *Journal of the Air e Waste Management Association*, volume 53, número 9, páginas 1130-1148, <https://doi.org/10.1080/10473289.2003.10466268>.
- Westhoff, M.C., H.H.G. Savenije, W.M.J. Luxemburg, G.S. Stelling, N.C. Van de Giesen, J.S. Selker, L. Pfister e S. Uhlenbrook, 2007, A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrology e Earth System Sciences*, volume 11, páginas 1469-1480, <https://doi.org/10.5194/hess-11-1469-2007>.
- Wu, R., V. Martin, J. McKenzie, S. Broda, B. Bussière, M. Aubertin e B.L. Kurylyk, 2019, Laboratory-scale assessment of a capillary barrier using fibre optic distributed temperature sensing (FO-DTS). *Canadian Geotechnical Journal*, volume 57, número 1, páginas 115-126, <https://doi.org/10.1139/cgj-2018-0283>.
- Zhang, C.-C., B. Shi, H.-H. Zhu, B.-J. Wang e G.-Q. Wei, 2020, Toward distributed fiber-optic sensing of subsurface deformation: A theoretical quantification of ground-borehole-cable interaction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, volume 125, número 3, <https://doi.org/10.1029/2019JB018878>.

## 8 Soluções dos Exercícios

### Solução Exercício 1

- a) A ~230 m abaixo da fibra, a temperatura do fluxo esfria abruptamente durante a parte mais quente do dia (15:00 horas) e esquenta abruptamente durante a parte mais fria do dia (3:00 horas). Esse resfriamento e aquecimento continuam rio abaixo. Para resfriar a temperatura do fluxo no meio do dia, a água subterrânea mais fria deve estar entrando a ~230 m. A ~350 m abaixo do fluxo, a fibra registra um aumento significativo na temperatura do "fluxo" durante o dia e um resfriamento significativo à noite, mas essas mudanças não são transportadas rio abaixo e o fluxo retorna à temperatura a montante das excursões. Nesse caso, a fibra provavelmente está fora do fluxo e no ar ou muito, muito perto da superfície do fluxo, onde pode aquecer pela radiação solar. Isso pode ser uma colocação intencional do cabo acima da água ou acidental após a instalação inicial. Em ambos os casos, as excursões na temperatura correspondem ao tempo da temperatura do ar e da radiação solar, em contraste com a água subterrânea que entra, que é oposta em fase ao aquecimento e resfriamento diários.
- b) Às 3:00 e 15:00 horas, a temperatura do córrego muda abruptamente em ~230 metros, indicando um influxo de água subterrânea. Às 10:00 horas, não há mudança na temperatura do riacho a 230 metros, indicando que a água subterrânea e a água do córrego estão na mesma temperatura. Neste caso, pela figura, a temperatura do córrego é ~13,5 °C e então a temperatura da água subterrânea também deve ser ~13,5 °C ( $T_g = 13,5$  °C).
- b) Para o perfil de 15:00 horas, a temperatura a montante,  $T_i$ , é 16 °C enquanto a temperatura a jusante  $T_o$  é 15 °C e o fluxo a montante é dado como  $Q_i = 0,4$  m<sup>3</sup>/s. Assumindo que a temperatura da água subterrânea é de 13,5 °C, de Selker *et al.* (2006), o balanço energético reduz-se ao seguinte.

$$Q_i T_i + Q_g T_g = Q_o T_o = (Q_i + Q_g) T_o$$

Or

$$\frac{Q_i}{Q_g} = \frac{(T_o - T_g)}{(T_i - T_o)}$$

Or

$$Q_g = Q_i \left( \frac{T_i - T_o}{T_o - T_g} \right)$$

Substituindo

$$Q_g = 0,4 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \frac{16 \text{ °C} - 15 \text{ °C}}{15 \text{ °C} - 13,5 \text{ °C}} = 0,4 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} 0,67 = 0,267 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

Observe que esse é um fluxo bastante grande de água subterrânea e provavelmente seria visível como um aumento no fluxo do rio.

- c) Se o DTS puder resolver, na melhor das hipóteses, diferenças de temperatura de um local para outro de 0,05 °C, então podemos começar a estimar o menor fluxo mensurável sob temperaturas "típicas" da água subterrânea. Por exemplo, se a água subterrânea for 5 °C diferente das temperaturas do riacho, então qual é o influxo de água subterrânea necessário para diminuir (ou aumentar) a temperatura do riacho em 0,05 °C. Podemos expressar a temperatura a jusante  $T_o$  como a temperatura a montante  $T_i$  mais a diferença mensurável de 0,1 °C (usamos uma diferença negativa aqui assumindo que a água subterrânea é mais fria do que o riacho, o que é comum durante as horas diurnas de verão e usamos 0,1 em vez de 0,05 porque só podemos medir a temperatura +/-0,05, então se estivermos 0,05 muito baixo a montante e 0,05 muito alto a jusante, então parece não haver influxo), então simplifique a equação do balanço de calor apresentada no final da parte (c) da seguinte forma.

$$Q_g = Q_i \left( \frac{T_i - T_o}{T_o - T_g} \right)$$

$$Q_g = Q_i \left( \frac{T_i - (T_i + -0,10 \text{ °C})}{T_o - T_g} \right)$$

$$Q_g = Q_i \left( \frac{0,10 \text{ °C}}{T_o - T_g} \right)$$

Or

$$\frac{Q_g}{Q_i} = \frac{0,1 \text{ °C}}{15 \text{ °C} - 5 \text{ °C}} = 0,01 \text{ ou } 1,0\%$$

Assim, para o fluxo de água  $Q_i$  de 1 m<sup>3</sup>/s, podemos resolver 0,01 m<sup>3</sup>/seg de fluxo de água subterrânea  $Q_g$  ou ~10 litros/s. Para um rio maior de 10 m<sup>3</sup>/seg, o melhor que podemos resolver é 0,1 m<sup>3</sup>/s, que é um grande influxo de água subterrânea. À medida que o volume do fluxo aumenta, a capacidade do DTS de detectar pequenos influxos de água subterrânea diminui devido à resolução do DTS, ao contrário dos traçadores químicos que podem ser detectados em partes por milhão. O DTS normalmente detecta mudanças nas "partes por 100".

[Retorne ao Exercício 1 ↑](#)

## Solução Exercício 2

- a) Na planilha “DTS RAW”, os valores de temperatura dos banhos de calibração foram inseridos para o tempo 4:28 horas, juntamente com os sinais médios de Stokes e anti-Stokes calculados das seções da fibra em cada um dos banhos de calibração. A matriz “A” para a equação de calibração também foi preenchida para as 4:28 horas. Comece o processo de calibração tomando o inverso matricial de A usando a função de inversão de matriz do Excel “MINVERSE”. Em seguida, a matriz “b” já foi preenchida para você com o produto das temperaturas do banho e a razão do logaritmo da potência de Stokes e anti-Stokes do tempo = 4:28 horas. Finalmente, calcule os parâmetros de calibração fazendo a multiplicação da matriz de  $A^{-1} * b$  usando a função MMULT do Excel. O parâmetro de calibração resultante deve ser:

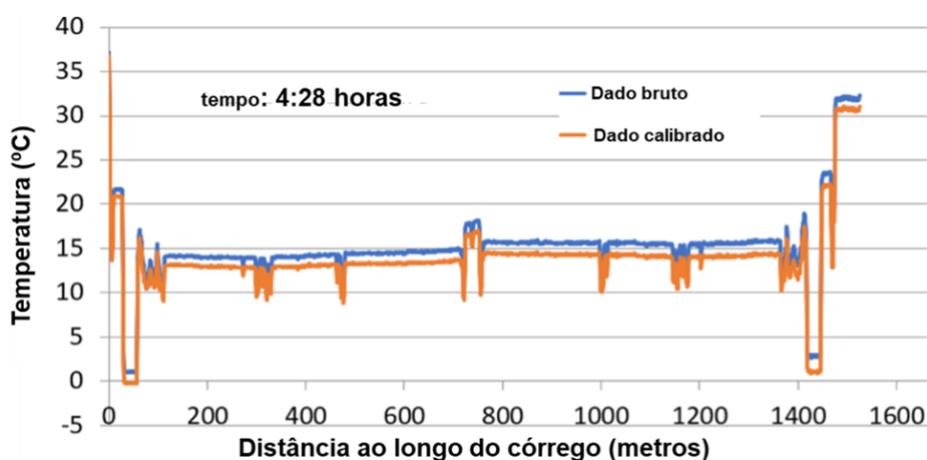
Tempo = 4:28 horas

$\gamma = 484.28 \text{ K}$

$C = 1.29$  (adimensional)

$\Delta\alpha = 8.866 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$

- b) Mostrado abaixo as temperaturas de fluxo medidas em 4:28 (em azul) em comparação com as calibradas usando os coeficientes de calibração da parte a e a equação de calibração. Para calcular as temperaturas calibradas, você pode copiar a equação de calibração de time = 3:10 PM (coluna F na planilha DTS RAW) e colar na coluna L, certificando-se de ajustar as chamadas de célula para chamar os dados DTS de 4:28 horas. No geral, a calibração reduziu as temperaturas do fluxo em uma quantidade relativamente semelhante, sugerindo que o coeficiente de atenuação diferencial presumido estava próximo do valor correto, ou seja, houve pouca mudança de inclinação nos resultados, conforme mostrado na figura abaixo.



Dados brutos e calibrados para rastreamento de 4:28 horas.

- c) Primeiro calcule o Erro quadrático médio (RMSE) de cada comprimento de 10 m de fibra em cada um dos banhos de calibração usados na calibração. O RMSE é calculado conforme mostrado abaixo:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (T(z_i) - T_{bath})^2}{n}}$$

onde:

$T(z_i)$  = temperatura calibrada em cada ponto da seção de calibração, neste caso de 9,68 m a 25,9 m para o Banho 1 (incluindo 17 medições), de 30,99 m a 55,34 m para o Banho 2 (incluindo 25 medições) e de 724,99 m a 736,13 m para o Banho 3 (incluindo 24 medições)

$T_{banho}$  = presumiu-se que a temperatura “verdadeira” do banho era medida pelo sensor de temperatura independente

$n$  = número de observações (neste caso 17 pontos para o Banho 1, 25 pontos para o Banho 2 e 24 pontos para o Banho 3)

As temperaturas calculadas de ambos os traços dentro dos dois banhos de calibração e as temperaturas correspondentes medidas dos banhos são mostradas na tabela abaixo.

Dados de dois traços DTS dentro de banhos de calibração. O Banho de Calibração 1 começa em 9,688 m e termina em 25,92 m. O Banho de Calibração 2 começa em 30,994 m e termina em 55,344 m. O Banho de Calibração 3 começa em 724,99 m e termina em 736,13 m. As transições entre os Banhos são indicadas por sombreamento.

Tempo = 15:10			Tempo = 4:28		
Distância do cabo (m)	$T_{calibrado}$	$T_b$	Distância do cabo (m)	$T_{calibrado}$	$T_{banho}$
9,688	19,20064958	19,17	9,688	20,84919341	20,89
10,702	19,02876606	19,17	10,702	20,86304149	20,89
11,717	19,12327031	19,17	11,717	20,85627611	20,89
12,731	19,13207407	19,17	12,731	20,9300866	20,89
13,746	19,15839026	19,17	13,746	20,92466545	20,89
14,761	19,20355003	19,17	14,761	20,9146521	20,89
15,775	19,26246247	19,17	15,775	20,91940108	20,89
16,79	19,2119609	19,17	16,79	20,85922323	20,89
17,804	19,18031936	19,17	17,804	20,90630153	20,89
18,819	19,1534668	19,17	18,819	20,89528913	20,89
19,834	19,23392457	19,17	19,834	20,96513629	20,89
20,848	19,18208139	19,17	20,848	20,87671062	20,89
21,863	19,10911496	19,17	21,863	20,84182784	20,89
22,877	19,23165354	19,17	22,877	20,94894786	20,89

23,892	19,15091432	19,17	23,892	20,81938265	20,89
24,907	19,14782634	19,17	24,907	20,8582565	20,89
25,921	19,18368123	19,17	25,921	20,90557791	20,89
30,994	0,148849032	-0,17	30,994	0,048998697	-0,17
32,009	-0,150060865	-0,17	32,009	-0,094790973	-0,17
33,023	-0,170548613	-0,17	33,023	-0,245489913	-0,17
34,038	-0,217096836	-0,17	34,038	-0,17536847	-0,17
35,053	-0,249312361	-0,17	35,053	-0,276940387	-0,17
36,067	-0,185950565	-0,17	36,067	-0,218028531	-0,17
37,082	-0,18260034	-0,17	37,082	-0,230442845	-0,17
38,096	-0,2037029	-0,17	38,096	-0,226951929	-0,17
39,111	-0,148092379	-0,17	39,111	-0,128530218	-0,17
40,126	-0,188837919	-0,17	40,126	-0,189548408	-0,17
41,14	-0,22549814	-0,17	41,14	-0,288113919	-0,17
42,155	-0,193666694	-0,17	42,155	-0,250570457	-0,17
43,169	-0,197713762	-0,17	43,169	-0,184649281	-0,17
44,184	-0,210577254	-0,17	44,184	-0,147120206	-0,17
45,199	-0,211584209	-0,17	45,199	-0,166080062	-0,17
46,213	-0,199698358	-0,17	46,213	-0,168688627	-0,17
47,228	-0,248931213	-0,17	47,228	-0,252037261	-0,17
48,242	-0,162753158	-0,17	48,242	-0,138284041	-0,17
49,257	-0,226487371	-0,17	49,257	-0,147730613	-0,17
50,271	-0,19886561	-0,17	50,271	-0,182657969	-0,17
51,286	-0,191672478	-0,17	51,286	-0,249715167	-0,17
52,301	-0,192145245	-0,17	52,301	-0,181643111	-0,17
53,315	-0,228227478	-0,17	53,315	-0,132198188	-0,17
54,33	-0,135567442	-0,17	54,33	-0,158077101	-0,17
55,344	-0,196743244	-0,17	55,344	-0,20379568	-0,17
724,977	14,68213985	14,637	724,977	16,35891506	16,57
725,992	14,57358998	14,637	725,992	16,51709393	16,57
727,006	14,68397197	14,637	727,006	16,58589748	16,57
728,021	14,63061624	14,637	728,021	16,60245739	16,57
729,035	14,55845899	14,637	729,035	16,54309278	16,57
730,05	14,5785534	14,637	730,05	16,44268414	16,57
731,065	14,63127404	14,637	731,065	16,56721847	16,57
732,079	14,64882637	14,637	732,079	16,70140054	16,57
733,094	14,54051841	14,637	733,094	16,61988398	16,57
734,108	14,65651409	14,637	734,108	16,49448137	16,57
735,123	14,71285461	14,637	735,123	16,56808195	16,57
736,138	15,08866249	14,637	736,138	16,02728215	16,57
724,977	14,68213985	14,637	724,977	15,34916677	16,57
725,992	14,57358998	14,637	725,992	15,17789982	16,57
727,006	14,68397197	14,637	727,006	16,35891506	16,57
728,021	14,63061624	14,637	728,021	16,51709393	16,57
729,035	14,55845899	14,637	729,035	16,58589748	16,57
730,05	14,5785534	14,637	730,05	16,60245739	16,57

731,065	14,63127404	14,637	731,065	16,54309278	16,57
732,079	14,64882637	14,637	732,079	16,44268414	16,57
733,094	14,54051841	14,637	733,094	16,56721847	16,57
734,108	14,65651409	14,637	734,108	16,70140054	16,57
735,123	14,71285461	14,637	735,123	16,6198398	16,57
736,138	15,08866249	14,637	736,138	16,49448137	16,57

O RMSE calculado usando a equação acima e as temperaturas mostradas na tabela acima para cada banho é 0,053 e 0,074 °C para os dois primeiros banhos na fatia de tempo 15:10. O RMSE é 0,14 °C, para o banho na extremidade distante do cabo (Banho 3), aproximadamente o dobro do dos banhos no início do cabo e é um resultado de poucos fótons sendo retornados da extremidade distante do cabo e, portanto, mais ruído no sinal retornado.

Para o intervalo de tempo de 4:28, os RMSEs para os banhos perto do início do cabo são semelhantes (0,039 e 0,069 °C) ao tempo anterior e consistentes com as expectativas. No entanto, o RMSE para o banho de calibração distante durante o traço noturno é de 0,40 °C; muito mais alto e sugere que o loop do cabo no fluxo não estava em uma temperatura uniforme. A maior parte do RMSE é derivada de uma medição no meio da bobina de calibração que é ~1 °C mais fria do que todas as outras medições. As razões prováveis podem ser que esta parte do cabo não estava em bom contato com o fluxo ou pode ter sido parcialmente exposta acima da superfície da água durante a noite devido a uma mudança no estágio do rio ou outra perturbação. Esses dados apontam o valor de olhar atentamente para todos os dados e investigar leituras anômalas.

[Retorne ao Exercício 2](#) ↑

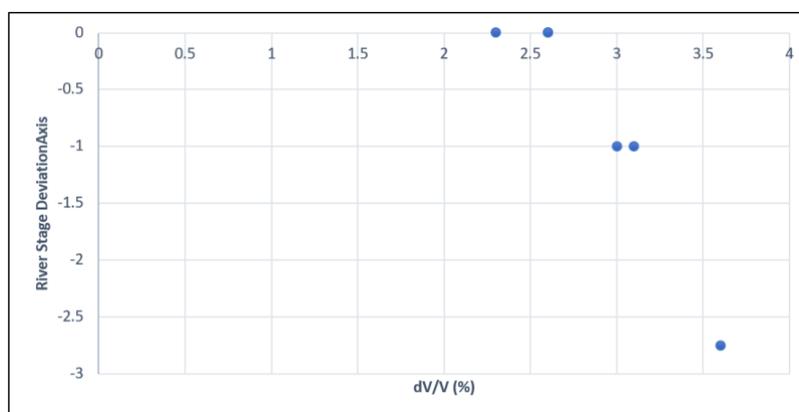
## Solução Exercício 3

Na tabela abaixo, pegamos (a olho) 6 pares de estágio e % de mudança na velocidade sísmica da Figura 12. Você pode escolher tempos diferentes, mas tente escolher tempos suficientes para abranger o intervalo de estágio do rio e % de mudança na velocidade sísmica. Os dados são apresentados na tabela e plotados no gráfico abaixo. Observe que "estimamos" o estágio com uma precisão de 0,1 m e a mudança de velocidade com uma precisão de ~0,25 da figura. Usando esses dados abaixo, uma equação de regressão de mínimos quadrados pode ser ajustada (usando o Excel ou manualmente) aos dados para relacionar % de mudança na velocidade ao estágio do rio. Usando os pontos abaixo, a equação de regressão é aproximada abaixo e sugere uma relação bastante robusta entre mudanças na velocidade sísmica e o proxy (estágio do rio) para profundidade até as águas subterrâneas.

$$dv/V(\%) = -2.2 * \text{estágio} + 5.5, \quad R^2 = 0.9$$

Estágio do rio relatado e mudança normalizada correspondente na velocidade sísmica

Data	Estágio (m)	dv/V (%)
25/10/17	2,3	0
19/11/17	3,0	-1
04/12/17	2,6	0
10/01/18	3,6	-2,75
28/01/18	3,1	-1
22/02/18	2,6	0



Mudança observada na velocidade sísmica normalizada relacionada às flutuações do nível do rio.

[Retorne ao Exercício 3](#) ↗

## 9 Notações

$C_e$	coeficiente de deformação de mudança de frequência de Brillouin calibrado da fibra ( $T^{-1}$ )
$C_p(\theta)$	capacidade de calor do solo ( $ML^2T^{-2}\theta^{-1}$ )
$c_s$ e $c_{as}$	Constantes relacionadas à potência do laser e à capacidade de resposta dos detectores DTS ( $ML^2T^{-2}$ )
$C_T$	coeficiente de temperatura de mudança de frequência de Brillouin calibrado ( $\theta^{-1} T^{-1}$ )
$\Delta\alpha$	diferença nos fatores de atenuação entre Stokes e anti-Stokes ( $L^{-1}$ )
$\Delta\varepsilon$	mudança na tensão (adimensional, $LL^{-1}$ )
$\Delta\nu_B$	mudança na frequência de Brillouin ( $T^{-1}$ )
$\Delta T$	variação de temperatura ( $\theta$ )
$\gamma(\theta)$	condutividade térmica do solo ( $MLT^{-3}\theta^{-1}$ )
$\hbar$	constante de Planck reduzida ( $ML^2T^{-1}$ )
$I_{as}$	intensidade de fótons medida de anti-Stokes ( $ML^2T^{-2}$ )
$I_s$	intensidade de fótons medida de Stokes ( $ML^2T^{-2}$ )
$k$	constante de Boltzmann ( $ML^2T^{-2}\theta^{-1}$ )
$\lambda_s$ e $\lambda_{as}$	comprimentos de onda da luz de retorno deslocada por Raman (L), conforme discutido por Farahani e Gogolla (1999)
$\Omega$	diferença de frequência entre dispersão de Stokes e anti-Stokes em fibras típicas ( $T^{-1}$ )
$\rho$	densidade da água ( $ML^{-3}$ )
$\theta$	teor volumétrico de água do solo (adimensional, $L^3L^{-3}$ )
$z$	distância ao longo da fibra óptica (L)

## 10 Sobre os Autores



**Dr. Scott W. Tyler** é um professor da Fundação no Departamento de Ciências Geológicas e Engenharia da Universidade de Nevada, Reno e codiretor (com o coautor John Selker) do Centro de Programas de Monitoramento Ambiental Transformativo (CTEMPs) apoiado pela National Science Foundation, Community User Facility com foco no desenvolvimento e aplicação de sensoriamento baseado em fibra óptica para temperatura e tensão ambientais. Sua pesquisa abrange a camada limite atmosférica, através da zona vadosa e incluiu circulação de águas subterrâneas profundas.

Com treinamento em engenharia mecânica e hidrogeologia, sua pesquisa é focada em água, solutos e fluxos de energia no subsolo, bem como sua troca para o. Junto com o colega e amigo John Selker da Oregon State University, ele lidera os CTEmps apoiados pela NSF, disponibilizando sistemas DTS e treinamento para a comunidade hidrológica e de ciências da terra. Seu trabalho recente se concentra na medição da dinâmica e evolução térmica das plataformas de gelo da Antártida e das águas oceânicas abaixo. Como parte do projeto TARSAN apoiado pela NSF, ele ajudou a desenvolver amarrações de fibra óptica na geleira Thwaites e desenvolveu um sistema de monitoramento acústico distribuído para a plataforma de gelo e o oceano subjacente que opera em Thwaites desde 2020.



**Dr. John S. Selker** é um distinto professor de engenharia biológica e ecológica da Oregon State University, com foco em engenharia de recursos hídricos. Suas áreas de especialização incluem zona vadosa e sistemas de águas subterrâneas, design eletrônico e projetos de desenvolvimento. Além de sua função no CTEMP, ele é codiretor do Trans African Hydro Meteorological Observatory (TAHMO) com o coautor Nick van de Giesen, que visa desenvolver uma rede de estações meteorológicas em escala continental em toda a África. Ele trabalhou nos EUA, Quênia, Somália, Sri Lanka, Canadá, Chile e Inglaterra e realizou pesquisas no Chile, Gana, Senegal, Israel, China e 10 países europeus. O Dr. Selker publicou 230 artigos revisados por pares. Em 2013, ele foi eleito membro da American Geophysical Union e recebeu o prêmio John Hem de Ciência e Tecnologia da

American Groundwater Association. Em 2020, foi eleito presidente da American Geophysical Union Hydrology Section, cargo anteriormente ocupado por Scott Tyler.



**Nick van de Giesen** recebeu o título de Bacharel em Ciências Kandidaats e o título de Mestre em Ciências em Gestão de Terras e Águas pela Universidade Agrícola de Wageningen (atualmente, denominada: Universidade e Pesquisa de Wageningen), Wageningen, Holanda, em 1984 e 1987, respectivamente e um Ph.D. pela Universidade de Cornell em 1994. Após uma posição de pós-doutorado na West Africa Rice Development Association, Bouaké, Costa do Marfim, foi Pesquisador Sênior por seis anos no Centro de Pesquisa para o Desenvolvimento (ZEF), Universidade de Bonn, Bonn, Alemanha, onde foi Coordenador Científico do Projeto Volta sobre Mudança Global no Ciclo Hidrológico. Desde 2004, ele está na Seção de Recursos Hídricos, Faculdade de Engenharia Civil e Geociências, Universidade de Tecnologia de Delft, onde atualmente ocupa a Cátedra “Van Kuffeler” de Engenharia de Recursos Hídricos. Desde janeiro de 2015, é presidente da Delft Global Initiative. Junto com o Dr. Selker, ele é codiretor do [Trans-African Hydro-Meteorological Observatory](#) (TAHMO) e membro de vários conselhos científicos internacionais. Ele é o chefe científico da rota dos Objetivos de Desenvolvimento Sustentável da Agenda Nacional de Ciência dos Países Baixos. Seus interesses de pesquisa envolvem novos métodos de observação ambiental, como Sensoriamento de Temperatura Distribuído e hidrologia computacional. ([www.ewatercycle.org](http://www.ewatercycle.org)).



**Dr. Thom Bogaard** é professor associado na Universidade de Tecnologia de Delft, Departamento de Gestão de Água e no Instituto IHE para Educação em Água, Delft. Sua pesquisa se concentra em hidrologia e geomorfologia. Ele gosta de trabalhar em problemas multidisciplinares, incluindo hidrologia, qualidade da água, geomorfologia e ecologia. Ele é especializado em hidrologia de solo, encostas e deslizamentos de terra, bem como no desenvolvimento e aplicação de técnicas inovadoras de medição para hidrologia, como a aplicação de cabo de fibra óptica em estudos hidrogeomorfológicos e o desenvolvimento de nanopartículas com marcadores de DNA que podem ser usados como traçadores de caminho de fluxo de água. Thom Bogaard trabalha em vários projetos de capacitação com

universidades locais e institutos de conhecimento no Sudeste Asiático, África e América do Sul. Ele atua como editor executivo do periódico de acesso aberto Hydrology Earth System Sciences e editor associado da Wires Water.



**Dr. Juan Pablo Aguilar-López** é professor assistente no Departamento de Engenharia Hidráulica da Universidade de Tecnologia de Delft. Ele está interessado no uso e implementação de tecnologia (hardware aberto, sensores inovadores e aprendizado de máquina) em projeto e operação de estruturas para gerenciamento de risco de inundação. Ele tem um mestrado em hidroinformática e um doutorado em projeto probabilístico de defesas multifuncionais contra inundações. Desde o início de sua carreira, o Dr. Aguilar

López tem se interessado no uso de monitoramento em tempo real de estruturas de gerenciamento de inundações e no pós-processamento dessas medições por meio de modelagem substituta para operação estrutural. Ele visa melhorar e desenvolver métodos para monitorar e quantificar o risco de inundação e a resiliência e incorporar a resiliência em projetos para redução de risco de inundação em cidades e regiões urbanas, incluindo intervenções cinza e verde (baseadas na natureza). A combinação de monitoramento em tempo real e modelagem orientada por dados permite um diagnóstico rápido e preciso de um sistema de defesa contra inundações para operação. Isso é de suma importância para os gerentes de risco de inundação e as partes interessadas, pois torna os sistemas de defesa contra inundações mais flexíveis e resilientes e pode ser usado para redução de risco, alerta precoce, decisões de evacuação e até mesmo gerenciamento de ativos.

## 11 Sobre a Tradutora



**Raísa C. R. Alves Pulley** é bacharel em Geofísica pela Universidade Federal Fluminense (UFF), mestre em Engenharia Civil com ênfase em recursos hídricos na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e atualmente é estudante de Gestão Ambiental no Instituto Federal do Rio de Janeiro (IFRJ). Foi estagiária do Observatório Nacional (Rio de Janeiro, Brasil) em que esteve envolvida em projetos de geofísica aplicada, principalmente para a detecção de intrusão salina em aquífero costeiro. Na área de Gestão Ambiental também foi estagiária em empresa

de consultoria ambiental e laboratório de análise de água e efluentes. No mestrado, desenvolveu estudo sobre modelagem hidrológica e a aplicabilidade de séries de dados hidrometeorológicos obtidas por sensoriamento remoto em bacia hidrográfica. Tem experiência na área de geoprocessamento e sensoriamento remoto na academia e na iniciativa privada.

Por favor, considere se inscrever na lista de e-mails do GW Project para se manter informado sobre novos lançamentos de livros, eventos e maneiras de participar do GW Project. Quando você se inscreve em nossa lista de e-mails, isso nos ajuda a construir uma comunidade global de águas subterrâneas. [Inscrever-se](#)↗.



## Modificações do Lançamento Original em Inglês

### Alterações da Versão Original para a Versão 2

Versão original: julho de 2022, versão 2: março de 2023

#### **Mudanças gerais:**

Seção de modificações adicionada

Índice atualizado após revisão

#### **Mudanças específicas:**

números de página referem-se a números de página no pdf original

página i, numeração de página corrigida da matéria frontal para que não houvesse duas páginas numeradas com i

página ii, formato de direitos autorais atualizado e informações de direitos autorais aprimoradas

página 3, legenda da Figura 1, variáveis em itálico  $T$ ,  $\lambda$  e  $\varepsilon$

página 7, 2º parágrafo, linha 5, subscritos em itálico  $s$  e  $a_S$

página 8, frase antes da Equação 1, variável  $T$  em itálico

página 8, Equação 1 e definições de variáveis,  $h$  corrigido para  $\hat{h}$

página 8, Equação 2, variável  $C$  em itálico no denominador

página 9, legenda da Figura 3, adicionado reconhecimento de que a figura é da Enciclopédia Britânica

página 14, Equação 3, variável  $D$  em itálico e espaço removido após  $D$

página 14, Equação 3 e definição de variável,  $p$  subscrito de  $C_p$

página 14, 1ª linha do último parágrafo, theta maiúsculo ( $\Theta$ ) alterado para minúsculo ( $\theta$ )

página 15, legenda da Figura 7, em itálico  $T_{cum}$  para  $T_{cum}$

page 20, linha antes da equação 4, corrigiu o ano de Zhang e outros para 2020

A

page 20, Equação 4 e as definições de suas variáveis, teve variáveis alteradas  $v_B$ ,  $C_e$ ,  $C_T$  para  $v_B$ ,  $C_e$ ,  $C_T$

página 20, definição de  $\Delta v_B$ , corrigido "échange" para "change"

página 27, item da lista d), substituiu todas as ocorrências de sec por s

página 28, após a figura do Exercício 2, revisou a frase "Os dados fornecidos na planilha  pode ser usado para realizar as seguintes tarefas." para "Os dados para este exercício são fornecidos em uma planilha que pode ser baixada visitando a página da web deste livro em [gw-project.org/books/distributed-fiber-optic-hydrogeophysics/](http://gw-project.org/books/distributed-fiber-optic-hydrogeophysics/) e clicando no botão "Download"

página 28, item da lista a), variáveis em itálico  $\gamma$ ,  $\alpha$  e  $C$  na primeira e última frase

página 28/29, item da lista a) 1ª frase, depois de "o método de Hausner *et al.* (2011)", adicionado "conforme descrito pela Equação 2"

página 29, Exercício 3,  $dv$  e  $V$  em itálico

página 30 a 37, referências justificadas à esquerda

página 37, eliminou a primeira das duas referências a Zhang *et al.* (2020), mantendo aquela com o formato adequado

página 38, item da lista c), em itálico os subscritos de  $T_i$ ,  $T_o$  e  $Q_i$

página 38, última equação, substituiu três ocorrências de sec por s

página 39, item da lista d, 6ª linha, subscritos em itálico de  $T_o$  e  $T_i$

página 39, 3ª equação, inserido °C após 0,10 no numerador

página 39, 4ª equação, sem itálico ambas as ocorrências de  $C$  no denominador

página 39, último parágrafo, subscritos em itálico de  $Q_i$  e  $Q_g$

página 41, definição para  $T(z_i)$ , suprimido "representa o"

página 41, definição de  $T_{\text{banho}}$ , remova o o da frente de  $T_{\text{banho}}$  e excluiu "representa o" da definição

página 45, Notações:

subscrito e de  $C_e$

B

mudou maiúsculas  $\theta$  para minúsculas  $\theta$  nas variáveis  $C_p(\theta)$  e  $\gamma(\theta)$

subscrito T de  $CT$

subscrito B de  $\Delta vB$

fonte itálica removida de  $h$

página 45, definição de condutividade térmica do solo, removeu a primeira potência em L nas dimensões

Arquivos suplementares Exercício2-DTS-data-calibration.xlsx e Solution-Exercício2-DTS-data-calibration.xlsx, planilha DTS RAW, delat alterado para delta nas células E25 e K25

### Mudanças da Versão 2 para a Versão 3

Version 2: 23 March 2023, Version 3: 25 March 2023

#### **Mudanças específicas:**

os números de página referem-se aos números de página na versão 2 pdf

página 8, adicionado “reduzido” antes da constante de Planck

### Mudanças da Versão 3 para a Versão 4

Versão 3: 25 de março de 2023, Versão 4: 26 de março de 2023

#### **Mudanças específicas:**

os números de página referem-se aos números de página na versão 3 pdf

página 45, alterou  $h$  para  $h$  e adicionou “reduzido” antes da constante de Planck