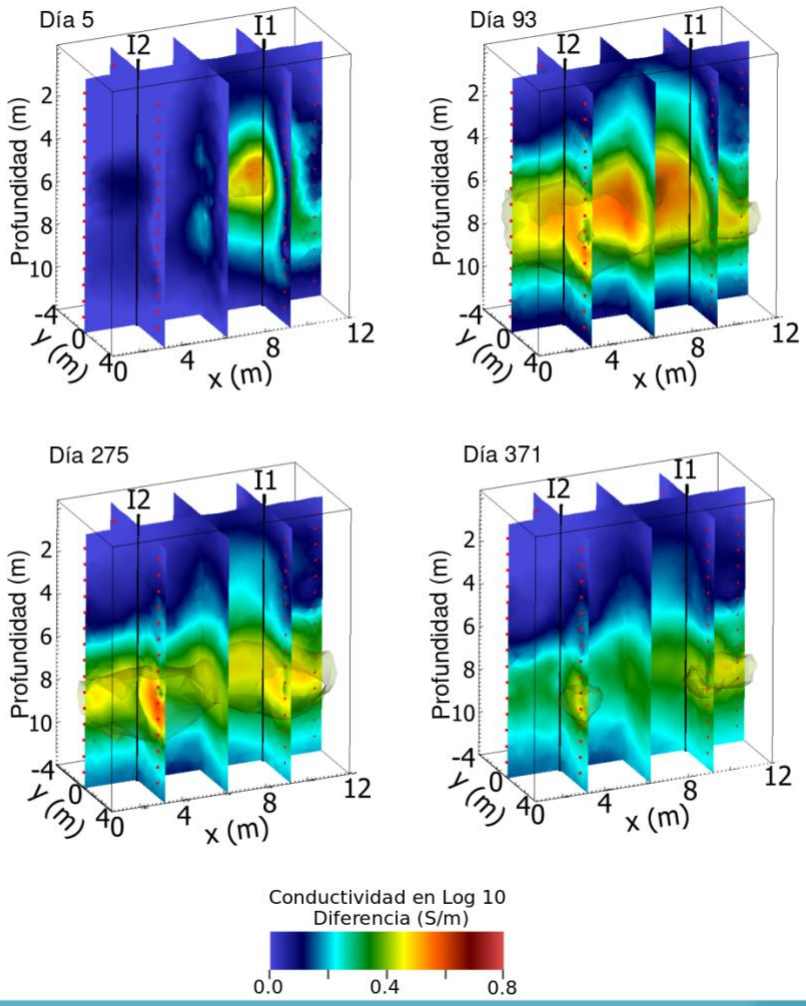


Imágenes Eléctricas en Hidrogeología

Kamini Singha, Timothy C. Johnson, Frederick D. Day - Lewis, Lee D. Slater.

Traducción: Pablo Guerrero, Ángel Intriago

THE GROUNDWATER PROJECT

Imágenes Eléctricas en Hidrogeología

The Groundwater Project

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Kamini Singha

Profesora
Programa de Ingeniería y Ciencias Hidrológicas
Departamento de Geología e Ingeniería Geológica
Escuela de Minas de Colorado
Golden, Colorado, EEUU

Timothy C. Johnson

Geofísico Investigador
Dirección de Energía y Ambiente
Laboratorio Nacional del Pacífico Noroeste
Richland, Washington, EEUU

Frederick D. Day-Lewis

Geofísico Principal
Dirección de Energía y Ambiente
Laboratorio Nacional del Pacífico Noroeste
Richland, Washington, EEUU

Lee D. Slater

Profesor Henry Rutgers de Geofísica
Departamento de Ciencias Ambientales y de la Tierra
Universidad Rutgers
Newark, New Jersey, EEUU

Traducción: Pablo Guerrero y Ángel Intriago

Imágenes Eléctricas en Hidrogeología

The Groundwater Project
Guelph, Ontario, Canada

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Todos los derechos reservados. Esta publicación está protegida por copyright. Ninguna parte de este libro puede ser reproducida de ninguna manera, sin el permiso escrito de los autores (para solicitar el permiso contactarse con: permissions@gw-project.org↗). La distribución y reproducción comercial están estrictamente prohibidas.

Los trabajos del Groundwater Project (GW-Project) pueden ser descargados gratis desde gw-project.org↗. Cualquier persona puede usar y compartir los trabajos desde la página web gw-project.org↗. No está permitido poner a disposición los documentos del GW-Project en otros sitios webs ajenos al proyecto, también está prohibido enviar directamente los trabajos del GW-Project a terceros. Te pedimos amablemente que valores esta fuente de conocimiento gratuito que te beneficia a ti y a todos aquello que quieren aprender sobre agua subterránea.

Copyright © 2022 Kamini Singha, Timothy C. Johnson, Frederick D. Day-Lewis y Lee D. Slater

Publicado por el Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canadá, 2022.

Electrical Imaging for Hydrogeology / Kamini Singha, Timothy C. Johnson, Frederick D. Day-Lewis, y Lee D. Slater - Guelph, Ontario, Canada, 2022.
76 páginas.
ISBN: 978-1-77470-011-2 (PDF).

Traducción por Pablo Guerrero y Ángel Intriago, 2023.
87 páginas
ISBN: 978-1-77470-088-4

Por favor considera registrarte en nuestra lista de correos electrónicos y mantente informado sobre los lanzamientos de nuevos libros, eventos y maneras para participar del GW-Project. Cuando tú te registras en nuestra lista de correos nos ayudas a construir una comunidad global de agua subterránea. Regístrate↗.

(APA 7ma ed.) Referencia:

Singha, K., T.C. Johnson, F.D. Day-Lewis, y L. D. Slater, 2022, Electrical Imaging for Hydrogeology↗. The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada. doi.org/10.21083/978-1-77470-011-2↗.

Editores de Dominio: Eileen Poeter and John Cherry

Junta Directiva: John Cherry, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Stephen Moran, Everton de Oliveira y Eileen Poeter

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

Imagen de Portada: Ejemplo de inversiones eléctricas tomadas durante un lapso de tiempo, que muestran cambios en la conductividad eléctrica por volumen causadas por la presencia de un agente remediador. Después de la inyección, el agente remediador experimentó un flujo descendente debido a la conductividad y un flujo lateral sobre el borde inferior de la unidad de contacto a una profundidad aproximada de 10 cm. La progresión desde el día 93 hasta el día 371 muestra a la pluma hundiéndose y diluyéndose.

Traducción: Pablo Guerrero y Ángel Intriago

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Índice de Contenidos

ÍNDICE DE CONTENIDOS ..... **IV**
PREFACIO DE THE GROUNDWATER PROJECT ..... **VI**
PREFACIO DE JOHN CHERRY ..... **VII**
PREFACIO ..... **IX**
AGRADECIMIENTOS ..... **X**
AGRADECIMIENTOS DE LOS TRADUCTORES ..... **XI**
1 INTRODUCCIÓN **1**
1.1 La Física detrás de la medición: Relación entre los Datos (Diferencias de Voltaje) y Parámetros (Conductividad Eléctrica y Capacidad de Carga) 3
1.2 Hardware de Imágenes Eléctricas e Implementación en Campo. 10
2 DISEÑO DE SONDEOS EN CAMPO **13**
2.1 Factores Geométricos. 16
2.2 Modelos Sintéticos. 18
3 RECOLECCIÓN Y VERIFICACIÓN DE DATOS DE CAMPO **22**
3.1 Resistencia de contacto 22
3.2 Mediciones Apiladas 23
3.3 Mediciones Recíprocas 24
3.4 Consideración de error para mediciones en el tiempo 26
3.5 Duración del Pulso 26
3.6 Notas sobre condiciones en campo 27
4 INVERSIÓN DE DATOS **28**
4.1 El objetivo de la inversión 28
4.2 Regularización en la Inversión para Generación de Tomografías Eléctricas 31
4.3 Selección de Parámetros de Inversión para Prevenir el Sobreajuste/Subajuste de Datos 33
4.4 Definición del desajuste de datos 37
4.5 Cuantificación de la Calidad de la Inversión 38
4.6 Comprobaciones en los Resultados de la Inversión 40
5 ESTUDIOS DE CASO **43**
5.1 Resistividad 2-D Transmitida por el Agua y Perfilaje de Polarización Inducida 43
5.1.1 Contexto *43*
5.1.2 Adquisición de Datos *43*
5.1.3 Procesamiento de datos *44*
5.1.4 Interpretación de los Datos *44*
5.2 Resistividad 4D de un Experimento de Bioestimulación 46
5.2.1 Sistema de Monitoreo de RE *47*
5.2.2 Toma de datos y Diseño Experimental. *48*
5.2.3 Garantía y Control de Calidad de los Datos *49*
5.2.4 El Efecto de la Ponderación de datos y Ponderación Regularizada en Inversiones Previas a la Inyección *51*
5.2.5 Inversiones en Intervalos Temporales *56*
6 PERSPECTIVA GENERAL Y DIRECCIÓN AL FUTURO **59**
7 EJERCICIOS **62**

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

EJERCICIO 1 62
EJERCICIO 2 62
EJERCICIO 3 62
EJERCICIO 4 62
EJERCICIO 5 62
EJERCICIO 6 63
EJERCICIO 7 63
EJERCICIO 8 63
8 REFERENCIAS 64
9 CAJAS 70
CAJA 1 - EVALUADOR DE ESCENARIOS PARA LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (EERE) 70
10 SOLUCIONES A LOS EJERCICIOS 74
SOLUCIÓN AL EJERCICIO 1 74
SOLUCIÓN AL EJERCICIO 2 75
SOLUCIÓN AL EJERCICIO 3 76
SOLUCIÓN AL EJERCICIO 4 77
SOLUCIÓN AL EJERCICIO 5 78
SOLUCIÓN AL EJERCICIO 6 79
SOLUCIÓN AL EJERCICIO 7 80
SOLUCIÓN AL EJERCICIO 8 80
11 SOBRE LOS AUTORES 82
12 SOBRE LOS TRADUCTORES 86
13 MODIFICACIONES A LA VERSIÓN ORIGINAL ..... A

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Prefacio de The Groundwater Project

El tema de las Naciones Unidas para el Día Mundial del Agua el 22 de marzo de 2022 es "Aguas subterráneas: haciendo visible lo invisible". Esto se alinea con la esencia del Proyecto de Agua Subterránea (GW-Project), que tiene como objetivo aumentar la conciencia sobre el agua subterránea y fortalecer la experticia en agua subterránea alrededor del mundo, lo que se está logrando mediante la publicación de libros y materiales de apoyo sobre "todo lo relacionado con el agua subterránea".

El GW-Project, es una organización sin fines de lucro fundada en Canadá en 2019, que está comprometida a contribuir al avance de la educación y aporta un nuevo enfoque a la creación y difusión de conocimientos en la comprensión y resolución de problemas. El GW-Project opera el sitio web https://gw-project.org® como una plataforma global para la democratización del conocimiento del agua subterránea y se basa en el principio de que:

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

La misión del GW-Project es brindar materiales educativos accesibles, atractivos y de alta calidad, gratuitos en línea y en muchos idiomas, a todos los que deseen aprender sobre las aguas subterráneas y entender cómo estas se relacionan y sostienen los ecosistemas y humanidad. Esta es una nueva clase de esfuerzo educativo global apoyada en el trabajo voluntario de profesionales de diferentes disciplinas e incluye académicos, consultores y jubilados. El GW-Project involucra a muchos cientos de voluntarios asociados con más de 200 organizaciones de más de 14 países y seis continentes, con una participación creciente.

El Proyecto GW, que comenzó a publicar libros en agosto de 2020, en un esfuerzo constante continuará con la publicación de cientos de libros en los próximos años, primero en inglés y luego en otros idiomas, para descargar donde esté disponible Internet. Las publicaciones del GW-Project también incluyen materiales de apoyo como videos, conferencias, demostraciones de laboratorio y herramientas de aprendizaje, además de proporcionar, o vincular, software de dominio público para diversas aplicaciones de aguas subterráneas que respaldan el proceso educativo.

El GW-Project es una entidad viva, por lo que las siguientes ediciones de los libros se publicarán después de un tiempo. Se invita a los usuarios a proponer revisiones.

Le agradecemos por ser parte de la comunidad de GW-Project. Esperamos saber de usted acerca de su experiencia con el uso de los libros y materiales relacionados. ¡Agradecemos nuevas ideas y voluntarios!

Comité Directivo del GW-Project

Noviembre 2021

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Prefacio de John Cherry

Cuando se las compara con el estudio de la atmósfera, ríos, lagos y océanos, el estudio de las aguas subterráneas tiene la desventaja de que estas no son visibles. Se requieren perforaciones para obtener mediciones directas en un sistema de agua subterránea; sin embargo, las perforaciones son costosas y alteran las condiciones del subsuelo. Las imágenes eléctricas no requieren perforación y proveen información sobre los sistemas de agua subterránea. Así pues, en este libro se describe el poderoso método geofísico conocido como imágenes eléctricas, el cual se fundamenta en la Ley de Ohm, de la misma manera que la comprensión del flujo de agua subterránea se fundamenta en la Ley de Darcy. La Ley de Darcy describe la resistencia al flujo de agua a través de medios permeables, mientras que la Ley de Ohm describe la resistencia del flujo de corriente a través de medios geológicos. El objetivo de las imágenes eléctricas es escanear el subsuelo aplicando una corriente eléctrica en él y midiendo el voltaje resultante en muchas localizaciones. La mayoría de las veces, las imágenes eléctricas se emplean para entender la geología de un área de estudio, aunque también se pueden utilizar para estimar la profundidad del agua o para encontrar zonas de agua salina o líquidos industriales aceitosos. Aprender sobre geología es esencial para comprender un sistema de agua subterránea. Los pozos perforados revelan la geología en cada ubicación de perforación, pero la interpolación de la geología entre pozos está llena de incertidumbre. Las imágenes eléctricas pueden reducir la cantidad de perforaciones necesarias para caracterizar el subsuelo o dar posibles localizaciones dónde las perforaciones podrían ser más útiles. Las imágenes eléctricas también se pueden utilizar para el monitoreo de líquidos inyectados en contaminados con el fin de eliminar o destruir los contaminantes.

La capacidad de las imágenes eléctricas para proporcionar información hidrogeológica valiosa ha aumentado notablemente en las últimas décadas, a medida que la tecnología para medir las respuestas eléctricas y la potencia informática para analizar las respuestas han avanzado considerablemente y los costos económicos de los implementos y software se ha reducido. Aun así, la conversión de los datos en información valiosa requiere un diseño y análisis cuidadoso, así como la consideración de múltiples hipótesis de trabajo de las condiciones del subsuelo para explicar mejor las señales eléctricas. Este libro ayuda a incrementar la capacidad del lector de usar imágenes eléctricas para comprender los sistemas de agua subterránea.

Los autores de este libro: Kamini Singha, una profesora de hidrogeología en la Escuela de Minas de Colorado; Timothy Johnson, un geofísico investigador en el Laboratorio Nacional del Pacífico Noroeste; Frederick Day-Lewis, un geofísico principal en el Laboratorio Nacional del Pacífico Noroeste, y Lee Slater, un profesor de geofísica en la Universidad Rutger, tienen muchas décadas acumuladas de experiencia en la investigación, enseñanza, y aplicación de imágenes eléctricas. De hecho, en este libro,

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

explican, demuestran y compilan las mejores prácticas para recopilar y analizar datos de imágenes eléctricas. Proveen una guía para aquellos que deciden utilizar este método geofísico para obtener información hidrogeológica, que no es factible obtener por otros medios.

John Cherry, Lider del Groundwater Project

Guelph, Ontario, Canada, Noviembre 2021

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Prefacio

Los métodos geofísicos ofrecen a los hidrogeólogos un acceso sin precedentes para comprender los parámetros y procesos del subsuelo. En este libro, se describe la teoría y la aplicación de métodos de generación de imágenes eléctricas, que inyectan corriente eléctrica en el suelo y miden los potenciales resultantes. Estos datos son sensibles al tipo de roca, tamaño y porosidad del grano de las partículas del subsuelo, conductividad eléctrica del fluido de los poros, saturación y temperatura. Aquí se describe la base física de las imágenes eléctricas, analogías entre las ecuaciones de flujo eléctrico y la ecuación de flujo de agua subterránea, consideraciones prácticas para las investigaciones en campo, procesamiento de datos y el modelado inverso de los datos de campo, cómo tener garantía y control de calidad en los datos. Además, cubrimos dos estudios de casos, que incluyen un levantamiento de agua en 2-D y un conjunto de datos 4-D de un experimento de bioestimulación.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Agradecimientos

Apreciamos profundamente las contribuciones y las revisiones detalladas y útiles a este libro por parte de las siguientes personas:

- Burke Minsley, Servicio Geológico de los EEUU, Denver, Colorado, EEUU;
- Frederic Nguyen, Université de Liège, Liège, Bélgica;
- Brady Flinchum, Universidad Clemson, Clemson, Carolina del Sur, EEUU;
- Damien Jougnot, Sorbonne Université, Paris, Francia;
- Eileen Poeter, Escuela de Minas de Colorado, Golden, Colorado, EEUU; y,
- Hugh Whiteley, Universidad de Guelph, Guelph, Ontario, Canada.

Estamos agradecimos con Amanda Sills, Nithya Mani, Juliana Apolonio y Connie Bryson del Groundwater Project por supervisar, dar formato y editar este libro. Agradecemos a Eileen Poeter (Escuela de Minas de Colorado, Golden, Colorado, EEUU;) por editar y producir este libro.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Agradecimientos de los Traductores

Los traductores agradecemos a Everton de Oliveira y al equipo de traducción de GW-Project por encomendarnos la noble tarea de traducir este libro al español y permitirnos fomentar el acceso al conocimiento del agua subterránea. También agradecemos especialmente a Héctor Corzo y Kevin Almora, colegas y amigos geofísicos que apoyaron a adaptar y encontrar la mejor manera de traducir ciertos conceptos al español.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

1 Introducción

La tomografía de resistividad eléctrica (TRE) es un método geofísico que utiliza corriente continua (o corriente alterna de baja frecuencia) para estimar la distribución espacial y, en algunos casos temporal, de la *resistividad eléctrica por volumen* en el subsuelo, describiendo con ello la resistencia de formaciones geológicas al flujo de corriente eléctrica. La resistividad eléctrica por volumen, o su recíproca *conductividad eléctrica por volumen*, está directamente relacionada con el tipo de roca, tamaño y porosidad del grano, conductividad eléctrica del fluido dentro del poro, saturación y temperatura del fluido en el poro; estas relaciones hacen posible el uso de TRE para estudios ambientales y de ingeniería civil, entre las aplicaciones ambientales de la TRE se incluyen: obtención de imágenes litológicas, estimación de la saturación del agua bajo de la superficie del suelo, distribución espacial del permafrost, localización de arcillas en el subsuelo, conductividad de agua subterránea, entre otras aplicaciones que se describirán en este libro.

A pesar de que el agua en estado puro no conduce electricidad, la presencia de sales disueltas en ella, la convierten en un electrolito sensible a los métodos de TRE (p. ej., Zohdy et al., 1974); este principio puede ser usado para monitorear múltiples procesos hidrogeológicos como infiltración, migración de trazadores y/o enmiendas químicas, e interacción entre agua subterránea y agua superficial. El uso de TRE ofrece un sinnúmero de beneficios al momento de realizar estudios hidrogeológicos como: (1) la posibilidad de conocer múltiples características ambientales con un mismo método: capas de arcilla, contenido de humedad, nivel de salinidad, áreas de baja porosidad, entre otras; (2) la instrumentación es relativamente económica, robusta y fácil de operar; (3) la instrumentación está madura y disponible comercialmente; y (4) las mediciones de TRE se pueden automatizar, lo que permite un monitoreo continuo y a largo plazo.

Actualmente, si bien existen estándares respecto a los tipos de arreglos (Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo, los cuales se describen más adelante en este libro), no existen estándares aceptados por la comunidad en términos de diseño de TRE (por ejemplo, qué datos se recopilan), en garantía y control de calidad (QA/QC), o en el análisis de datos. En este libro, se revisa la tecnología y los principios físicos detrás de la TRE; también se hace una revisión de los enfoques de modelado e inversión usados por lo softwares de TRE. Además, se describen las pautas para garantizar (1) el diseño de geometrías topográficas robustas; (2) la selección adecuada de parámetros de adquisición e inversión; y (3) la configuración óptima para la recopilación de datos, QA/QC y procedimientos para el análisis de datos.

Estas prácticas son demostradas usando un caso de estudio de la Oficina de Reutilización de Defensa y Marketing (DRMO, por sus siglas en inglés), ubicada en Brandywine, Maryland, EE. UU. (Johnson et al., 2014). El objetivo de este libro es

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

documentar el estado del arte de esta práctica, para una audiencia de estudiantes y profesionales de la hidrogeología, y al mismo tiempo entender los principios físicos del método conociendo las fortalezas y limitaciones de los datos obtenidos. A los lectores con más experiencia y que estén interesados en enfoques más avanzados, le recomendamos libros como: Johnson y otros (2010), Singha y otros (2014) o Binley y Slater (2020), todos ellos brindan revisiones teóricas valiosas y aplicaciones de métodos de imágenes eléctricas para una variedad de sistemas.

Los primeros usos de TRE en campo, requerían un gran esfuerzo físico para recolectar información de la variación vertical (unidimensional) de la conductividad eléctrica por volumen en profundidad, o a lo largo de un perfil. El concepto de imágenes eléctricas modernas fue descrito por primera vez por Lytle y Dines (1978) y las primeras demostraciones en campo surgieron en la década de 1990 (p. ej., Griffiths et al., 1990). Durante las últimas tres décadas, los avances en hardware de TRE han permitido la creación de sistemas multicanal capaces de controlar cientos de electrodos y adquirir miles de datos por hora. Durante este mismo período, gracias a los avances en software y poder computacional se han desarrollado programas amigables con el usuario, que son utilizados en el modelado inverso de TRE (p. ej., Cockett et al., 2015; Rucker et al., 2017; Blanchy et al., 2020) o simplemente *inversión*; la cual se describe como un proceso matemático que estima valores desconocidos de parámetros del subsuelo a partir de los datos medidos en campo. La inversión de conjuntos de datos tridimensionales (3D) durante un periodo de tiempo, a menudo llamada 4-D, es cada vez más frecuente. Binley y Slater (2020) ofrecen una revisión actualizada de los métodos de TRE que pueden ser de interés para los estudiantes que deseen profundizar en este tema.

Las imágenes de TRE tienen varias limitaciones que incluyen: (1) la necesidad de un contacto directo con el subsuelo, lo cual es un problema en áreas con materiales superficiales resistivos como carreteras o permafrost (esto exceptúa sistemas acoplados capacitivamente para mediciones de superficie, los cuales no requieren el despliegue de electrodos, sin embargo, sí necesitan materiales superficiales resistivos, lo cual no será discutido aquí); (2) gran número de personal en campo para desplegar los arreglos de electrodos, particularmente arreglos extensos (varios cientos de metros) o tridimensionales; (3) la recolección de datos puede ser lenta lo que puede limitar el monitoreo de procesos dinámicos, volviendo este proceso dependiente de la instrumentación y la cantidad de electrodos; y (4) se requiere un conocimiento profundo por parte del usuario para el procesamiento de datos, a pesar de que el código está comercialmente disponible (algunas opciones se enumeran en la Sección 4.1), en caso de requerir una interpretación de los procesos hidrogeológicos cuantitativa, y no cualitativa.

Probablemente la mayor desventaja de la TRE es que, al igual que otras técnicas geofísicas, los resultados en realidad son cálculos aproximados de lo que realmente se desea medir. La conductividad eléctrica por volumen tiene múltiples factores que pueden

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

complicar la interpretación de un parámetro específico, o todo el proceso en particular. Además, la elección y ponderación de parámetros, o la precisión de instrumentos podría afectar la magnitud y la resolución de las TRE, complicando aún más la conversión cuantitativa de cálculos aproximados eléctricos a estimaciones reales de otras propiedades físicas (p. ej., Day-Lewis et al., 2005). La *recopilación prolongada de datos durante un periodo de tiempo* en una TRE, que se describe a mayor detalle más adelante, es una manera de enfrentar este problema.

En este libro también se describe una variante de la TRE, cada vez más popular en el estudio de aguas subterráneas, conocida como *polarización inducida* (PI). Este método mide voltajes transitorios derivados del almacenamiento reversible y temporal de corriente eléctrica en el subsuelo - similar al almacenamiento de agua en los acuíferos, definido por una ecuación de flujo de agua subterránea variable en el tiempo- la TRE es definida por una ecuación de flujo estacionario, que se describe con más detalle a continuación. El almacenamiento de carga medido durante una PI, se da por una doble capa eléctrica formada en la interfase mineral-líquido o en las constricciones de los poros, lo que reduce la movilidad iónica. En consecuencia, las mediciones de PI son muy sensibles al tamaño de grano, el área de superficie de las partículas del subsuelo y el tamaño de poro. Cuando se adquieren correctamente, los datos de PI proporcionan información adicional valiosa que ayuda a la interpretación hidrogeológica del subsuelo. Lo cual implica una mejor estimación de la conductividad hidráulica a partir de indicadores geofísicos (Slater, 2007). La mayoría de los instrumentos usados en la TRE permiten realizar PI; además, la mayoría del software para la interpretación de datos en TRE admite el procesamiento de mediciones de PI (si estos son adquiridos); aunque la PI no se incluye comúnmente en los estudios hidrogeológicos, debido a que el tiempo para recopilar estos datos en campo es más extenso. Además, el procesamiento y la interpretación de las mediciones de PI y TRE combinadas, requiere una experiencia adicional a la requerida cuando solo se utilizan datos de TRE, como se analiza en este libro. La TRE y la PI comprenden métodos generalmente conocidos como imágenes eléctricas, que es el tema de este libro.

1.1 La Física detrás de la medición: Relación entre los Datos (Diferencias de Voltaje) y Parámetros (Conductividad Eléctrica y Capacidad de Carga)

Los sistemas de adquisición de datos en TRE conducen una corriente eléctrica que puede ir desde unos pocos miliamperios (mA) hasta varios amperios dentro del subsuelo, todo esto por medio de un contacto galvanométrico. La corriente es inyectada entre dos electrodos, uno positivo y otro negativo, y el potencial eléctrico resultante (específicamente la diferencia de voltaje) es medido, en dos o más electrodos adicionales (los electrodos de potencial). La física del proceso es matemáticamente análoga a una prueba de bombeo entre dos pozos, donde se inyecta agua en un pozo, se extrae de otro, y la diferencia de carga

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

hidráulica resultante en estado estacionario se mide entre otras dos localizaciones. Este procedimiento de medición/inyección de cuatro electrodos se repite para tantas combinaciones de corriente y posiciones de electrodos de potencial sea necesario, por lo general implica la adquisición de cientos o miles de combinaciones de multi-electrodos.

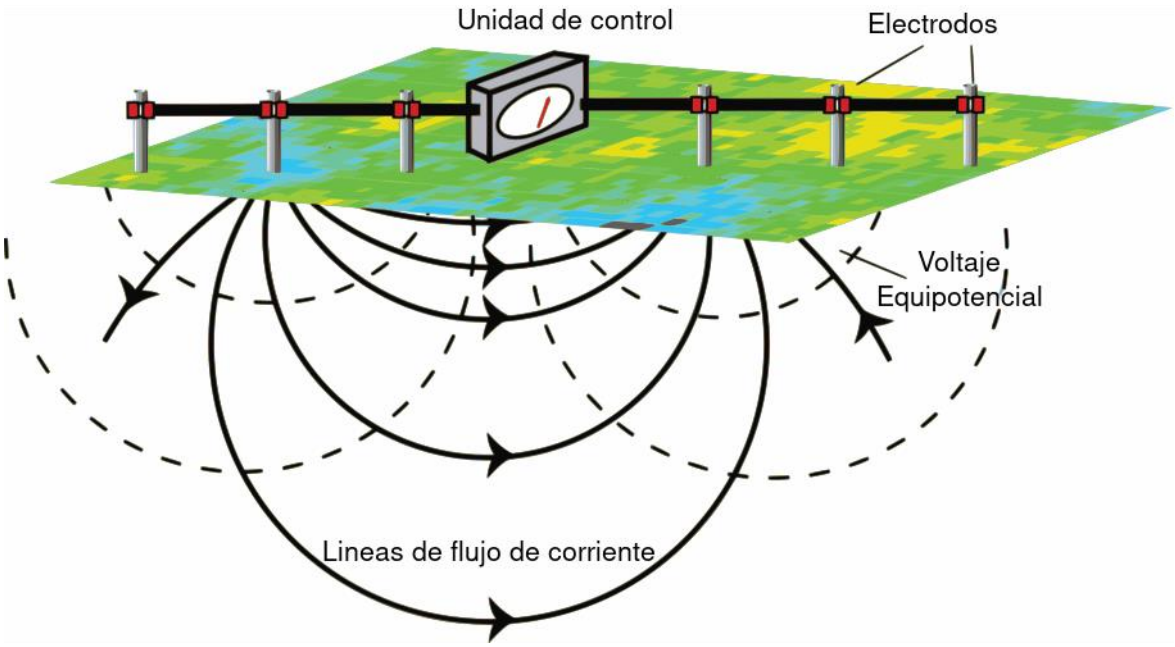


Figura 1 - Ejemplo de recolección de datos en la TRE. Varios electrodos son instalados a lo largo de la superficie del suelo (o dentro de perforaciones), y al mismo tiempo dos electrodos adicionales son usados para conducir corriente a nivel subsuperficial. La diferencia de voltaje resultante es medida entre dos o más electrodos de potencial. Las líneas de flujo de corriente y las líneas equipotenciales de voltaje son análogas a las estimadas por la ecuación de flujo de agua subterránea, donde la corriente eléctrica y el flujo de agua son matemáticamente paralelos, así como lo son los voltajes y las alturas hidráulicas, que a su vez son potenciales.

Las mediciones mostradas por los instrumentos de TRE son diferencias de voltaje entre los electrodos de medición (equivalentes a diferencias de carga hidráulica a nivel freático, en la analogía del flujo de agua subterránea), las cuales son divididas por la corriente aplicada, para poder calcular la resistencia (a partir de la ley de Ohm, donde $R = \Delta V/I$) en ohmios (Ω), la cual también es llamada resistividad de transferencia. Al medir físicamente la resistencia, no se está midiendo directamente una propiedad intrínseca del material (en este caso, roca o suelo), ya que esta depende directamente de la geometría, o de la distancia entre los electrodos utilizados en el proceso. Un ejemplo bien conocido es la resistencia de un trozo de alambre. La resistencia en 100 m de alambre de cobre homogéneo sería 100 veces mayor que la resistencia en 1 m de alambre del mismo material. El cable tiene una resistividad intrínseca (en este caso, la resistividad sería muy baja o la conductividad muy alta, debido a que el cobre es un excelente conductor) que limita el flujo de corriente, como lo demuestra la caída de voltaje observada. Por lo tanto, cuando realizamos una TRE, lo que medimos realmente es una resistencia que debe ser convertida en una propiedad intrínseca, como resistividad eléctrica, (o su recíproco, conductividad eléctrica, σ), todo esto a partir de las ubicaciones de los electrodos. En la analogía del flujo

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

de agua, la conductividad hidráulica es tratada como una propiedad intrínseca, mientras que la transmisividad está en función de la geometría del subsuelo. En el Sistema Internacional (SI) de medidas, la resistividad tiene unidades de ohmios por metro (Ω-m) mientras que la conductividad tiene unidades de Siemens/metro (S/m). Cada resistencia medida está en función de la localización de los electrodos (como se indicó anteriormente), además de las propiedades eléctricas de sólidos y líquidos dentro del sistema.

La física subyacente a las mediciones de TRE se describe mediante la ecuación de Poisson (ecuación 1), la cual es una simplificación de las ecuaciones de Maxwell. Esta ecuación también describe el flujo de agua subterránea en estado estacionario.

$$\nabla \cdot \sigma(x,y,z)\nabla V(x,y,z) = -I\delta(x-x_s, y-y_s, z-z_s) \quad (1)$$

sujeto a condiciones de frontera, donde:

∇ = operador gradiente

$\nabla \cdot$ = operador divergente

σ= conductividad eléctrica, una propiedad intrínseca del material (Siemens/metro)

V= potencial eléctrico (Voltios), donde V puede ser usado para determinar las diferencias de voltaje entre los electrodos potenciales, para una inyección de corriente dada.

I= magnitud de la fuente de corriente eléctrica, conocida como la corriente eléctrica inyectada en el campo. (Amperios)

δ= función delta de Dirac

x, y, z= vectores de posición espacial (metros)

x_s, y_s, z_s= coordenadas espaciales de la fuente de corriente (metros)

Al igual que la ecuación flujo de agua subterránea, la ecuación 1 se puede simplificar a dos dimensiones (2D) y/o a una ecuación donde la conductividad eléctrica se considera homogénea e isotrópica (consulte la Sección 7 del libro "Propiedades hidrogeológicas de los materiales terrestres y principios del flujo de agua subterránea↗" del GW project). Los métodos de adquisición e inversión de datos en 3D son cada vez más prácticos, aunque muchos profesionales aún utilizan la inversión 2D. Por lo general, el software comercialmente disponible para la inversión 2D realiza algo que se conoce como *suposición* 2.5D, por motivos de eficiencia computacional. Bajo esta suposición, este modelado inverso es hecho para una parametrización 2D (por ejemplo, para identificar la sección transversal de mejor ajuste), mientras que el modelado de las mediciones eléctricas

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

se realiza en 3D. Se supone que la estructura 2D se extiende infinitamente dentro de una tercera dimensión (p. ej., Dey y Morrison, 1979; LaBrecque et al., 1996; consulte la Sección 4.2 para obtener más detalles). De esta manera se puede decir que una aproximación 2.5D combina una parametrización 2D con una física 3D. Conceptualmente, esto es similar al análisis de prueba de bombeo clásico, donde los hidrogeólogos combinan una parametrización 1D (capas) y un flujo 2D (axisimétrico).

La ecuación 1 combina la conservación de la carga y la *ley de Ohm.* La ley de Ohm, en forma continua como se muestra en la ecuación 2, es la relación análoga a la ley de Darcy, relacionando gradientes de potenciales eléctricos (en la ley de Darcy hablamos de potenciales hidráulicos) y flujos eléctricos (análogos a los flujos hidráulicos en la ley de Darcy).

$$j = -\sigma \nabla V \tag{2}$$

En geofísica, se supone que este vínculo es lineal. Así pues, j es la densidad de corriente eléctrica (Amperios/m^2) en el suelo producto de la fuente de corriente externa (I), esta es análoga a la descarga específica en la Ley de Darcy. Al adoptar la ecuación 1, hacemos algunas suposiciones importantes sobre nuestra medición. La ecuación 1 asume un equilibrio o estado estable en las condiciones eléctricas, lo cual no incluye efectos transitorios (p. ej., polarización inducida), ni fuentes de corriente distintas de las que se inyectan a través de los electrodos de corriente (p. ej., sin potenciales espontáneos), que se supone que actúan en un solo punto (es decir, x_s, y_s, z_s). La validez de estas suposiciones depende en parte de la configuración del instrumento utilizado, como se explicará más adelante en la sección 3. Las ecuaciones 1 y 2 describen el vínculo entre la distribución de potencial eléctrico del subsuelo (V) (determinado por las diferencias de voltaje entre los dos electrodos de potencial (ΔV), la magnitud y localización de la inyección de corriente) y la conductividad eléctrica (σ).

En algunos paquetes de software, los datos se especifican en términos de resistencia ($\Delta V/I$), la instrumentación indica el valor de ambas variables, tanto la I como la ΔV. Otros paquetes necesitan como datos de entrada la *resistividad aparente*, la cual es la resistividad que tendría el subsuelo si fuera homogéneo e isotrópico y se calcula como se muestra en la ecuación 3.

$$\rho_a = K_g \, (\Delta V/I) \tag{3}$$

Donde K_g es un *factor geométrico* (en metros) que depende de la configuración del electrodo. En el ejemplo del cable de cobre, este factor geométrico es simplemente el área de la sección transversal del cable dividida por su longitud. En ciertas ocasiones es preferible utilizar la resistividad aparente que la resistencia, ya que esto permite que los datos tengan las mismas unidades y magnitud que la propiedad intrínseca a estimar (resistividad eléctrica) y, por lo tanto, sea más intuitiva. Se debe tener en cuenta que los

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

valores de resistencia pueden ser positivos como negativos, así como sus factores geométricos asociados. Es importante notar que la conductividad eléctrica intrínseca del subsuelo no puede ser negativa, así como tampoco lo pueden ser los valores de las corrientes inyectadas. Sin embargo, el signo de la diferencia de potencial depende únicamente del electrodo que usamos como referencia, por lo que se puede registrar valores de voltajes (y resistencias) negativos. Aunque la resistividad aparente suele ser positiva, también es posible encontrar resistividades aparentes negativas.

Una medición con valor positivo en condiciones homogéneas del subsuelo puede ser negativo en ciertas condiciones heterogéneas del mismo subsuelo (p. ej., Wilkinson et al., 2008; Jung et al., 2009). Por esta razón, es crucial tomar en cuenta el signo de las diferencias de voltaje en campo, en lugar de únicamente el valor absoluto entre los electrodos. El uso de la resistividad aparente suele ser de mayor utilidad al evaluar errores de medición, en comparación con el uso de valores de resistencia, dado que los valores de resistividad aparente tienen una magnitud similar entre sí. En el campo, los geofísicos solían trazar pseudosecciones de resistividad aparente, a las cuales se le asignaba medidas volumétricas a un punto en el espacio x-z en función de la ubicación de los electrodos de medición. (p. ej., Hallof, 1957); estos gráficos aún son generados en la actualidad por muchos programas de inversión. Generalmente, graficar mediciones antes de realizar la inversión permite visualizar tendencias, que pueden indicar la presencia de ciertos objetos en el subsuelo, o permitiría identificar errores obvios como el mal funcionamiento de los electrodos.

Las mediciones de PI registran el efecto del almacenamiento temporal de carga en el campo eléctrico. Una manera de conocer estos efectos es midiendo la caída de voltaje después del corte abrupto de corriente eléctrica cuando la tierra almacena carga. El efecto de la PI durante un intervalo de tiempo se cuantifica como la integral de V_m, es decir la curva de caída de voltaje, dividida para el voltaje primario o total (V_T), como se muestra en la Ecuación 4 y en la **Figura 2**a.

$$M_a = \frac{1}{(t_2 - t_1)} \frac{\int_{t_1}^{t_2} V_m}{V_T} \tag{4}$$

M_a es la capacidad de carga aparente. Similar a la resistividad aparente, la *capacidad de carga aparente* depende de la localización de los electrodos, y es diferente a la *capacidad de carga intrínseca* del subsuelo, la cual describe la fuerza de polarización de un material geológico. Vale la pena señalar también que el período de muestreo no es estándar entre diferentes instrumentos y esto puede afectar las mediciones; por lo tanto, la configuración de los instrumentos debe ser consistente para permitir comparaciones confiables entre diferentes mediciones en campo. Aunque sí se han propuesto varias convenciones, por ejemplo, la integración en un ciclo de registro o una ventana de tiempo específica (Sumner, 1976). La capacidad de carga aparente e intrínseca no tienen unidades, aunque normalmente se expresan como mV/V.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

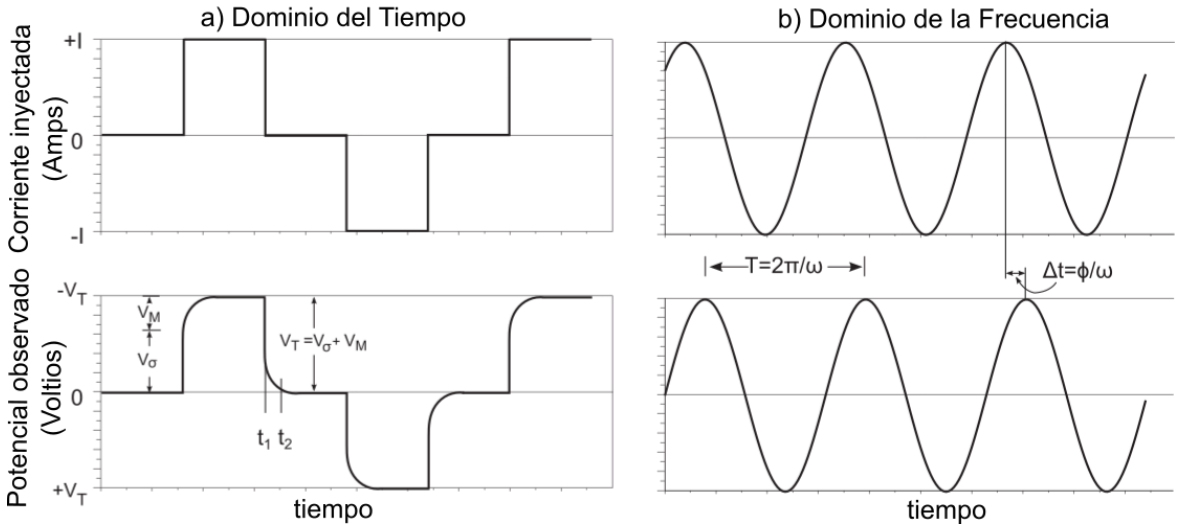


Figura 2 - Diferentes maneras de medir la Polarización Inducida: a) una medición en el dominio del tiempo, donde la caída de voltaje se registra luego de la terminación abrupta de corriente, y b) una medición en el dominio de la frecuencia, donde la magnitud y fase de un voltaje sinusoidal con un periodo T (relacionado con la frecuencia ω) son registradas entre el retraso de corriente de los dos electrodos, detrás de la corriente registrada a lo largo de un resistor de referencia puesto en serie con la Tierra durante un tiempo Δt. Notese que en levantamiento de TRE los voltajes son solo medidos en los máximos y mínimos de la corriente inyectada (i.e., VT), no durante su caída.

La capacidad de carga intrínseca debe ser positiva. Sin embargo, la capacidad de carga aparente medida sobre subsuelo heterogéneo puede ser positiva o negativa, esto depende de la ubicación de la fuente de carga respecto al arreglo de electrodos, como se describe más adelante. En estudios de TRE, cualquier arreglo de electrodos podría registrar *sensibilidad negativa* en ciertas regiones, es decir un aumento en la resistividad del subsuelo contraintuitivamente será observado como una disminución de la resistencia. Cuando un objeto con alta capacidad de carga se encuentra dentro de esta región de sensibilidad negativa, se podría registrar una capacidad de carga aparente negativa con PI (Dahlin y Loke, 2015). Cuando la capacidad de carga se expresa con respecto a una impedancia compleja o resistividad compleja, la fase normalmente debe ser negativa, lo que es consistente con la **Figura 2**, donde el voltaje se retrasa con respecto a la forma de onda de la corriente. Sin embargo, la fase aparente medida registrada sobre una Tierra heterogénea a veces puede ser positiva (Luo y Zhang, 1998; Wang et al., 2020) como resultado de los patrones de sensibilidad de una matriz. Un profesional puede verse tentado a descartar cargas aparentes negativas o fases aparentes positivas (para impedancia compleja o resistividad) como errores de datos. Las verificaciones de errores, descritas en la Sección 3.3, pueden ayudar a diferenciar entre errores y cargas aparentes negativas que informan sobre la estructura del subsuelo.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

La física de la PI puede ser incorporada dentro de la ecuación 1, representando la conductividad y el gradiente potencial como números complejos, tal y como se muestra en la ecuación 5.

$$\nabla \cdot \sigma^*(x,y,z)\nabla V^*(x,y,z) = -I\delta(x-x_s, y-y_s, z-z_s) \quad (5)$$

Donde, σ^* es conocida como *conductividad compleja*. Los componentes reales e imaginarios de la conductividad compleja distinguen entre las propiedades de polarización y de conducción eléctrica del subsuelo. En la analogía matemática al flujo de agua subterránea, la capacidad de carga se relaciona con los parámetros de almacenamiento (p. ej., almacenamiento específico o capacidad de almacenamiento), y la ecuación 5 se asemeja a la ecuación del flujo transitorio de agua subterránea con un solo parámetro de valor complejo, σ^*, donde la parte real se relaciona con resistencia (o su recíproco, conductancia) y la parte imaginaria con la reactancia (o su recíproco, susceptancia). De hecho, esta analogía eléctrica para flujos transitorios fue la base para simular el flujo no estacionario de aguas subterráneas, utilizando redes de resistencias y capacitores, previo a la llegada de la computación digital (Freeze y Cherry, 1979).

El *dominio de la frecuencia* de la PI considera mediciones en términos de frecuencia de onda (**Figura 2**b), la cual se realiza usando una fuente de corriente sinusoidal y midiendo la *magnitud* y la *fase* ($\emptyset$) de la *resistencia compleja* ($\Delta V/I$) * o de la *resistividad aparente compleja* ρ_a*. La fase se refiere al cambio de fase entre la corriente inyectada y el voltaje medido y es la medida en el dominio de la frecuencia del *efecto de PI*. En ausencia de almacenamiento de corriente (ya sea porque solo existen materiales no polarizantes o porque no medimos la corriente durante un lapso de tiempo), $\emptyset = 0$, la ecuación 5 se simplifica a la ecuación 1. Las mediciones en el dominio de la frecuencia son populares en laboratorio y a pesar de que existen algunos instrumentos para adquirir datos en el dominio de frecuencia en campo, muchas veces es más simple medir el efecto de la PI en el *dominio del tiempo* (**Figura 2**a). Los efectos de la PI en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia son teóricamente equivalentes, y uno puede determinarse a partir del otro por medio de una transformación de Fourier (la transformada de Fourier de una serie temporal es una función de frecuencia de valor complejo).

Independientemente de si se recopilan o no datos de PI, el objetivo de los levantamientos de datos en campo es crear una sección transversal o una distribución de la conductividad eléctrica por volumen del subsuelo en el espacio *x-y* (o *x-y-z*), lo cual requiere el proceso de inversión, descrito en detalle en la Sección 4. El software de inversión resuelve el problema mediante el *método directo* usando la ecuación 1 o 5, en este caso se asumen parámetros del modelo (conductividad eléctrica o resistividad y capacidad de carga o fase), y se realizan predicciones que pueden ser comparadas con los datos observados: resistencia o resistividad aparente y capacidad de carga o fase aparente. La inversión de datos de TRE comúnmente se realiza utilizando técnicas de diferencias finitas o elementos finitos para

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

resolver ecuaciones diferenciales parciales, donde la Ecuación 1 (o la Ecuación 5 en caso de tener datos de PI) se resuelve en ubicaciones discretas distribuidas espacialmente, correspondientes a centros de celdas de cuadrícula de diferencias finitas o a nodos en una malla de elementos finitos, con una precisión en la solución dependiente del nivel de discretización, como se describe en la Sección 2.2. Los códigos de diferencia finita no son frecuentemente aplicables en la superficie para la colección de datos debido a las complejidades de la topografía. Dependiendo de la geometría del levantamiento (número y ubicación de los electrodos) la inversión puede producir *tomogramas* en 1, 2 o 3 dimensiones, imágenes reconstruidas que muestran la distribución espacial de la resistividad eléctrica o conductividad. El término *tomografía* se refiere al proceso de reconstrucción de imagen usando medidas de resistividad eléctrica y es descrito en la sección 4.

1.2 Hardware de Imágenes Eléctricas e Implementación en Campo.

Para inyectar corriente eléctrica y recopilar las mediciones requeridas de resistencia en campo (**Figura 3**), se conecta una serie de electrodos a una unidad de control, que consta de una fuente de corriente regulada (por ejemplo, una batería de ciclo profundo de 12V o un generador), medidor de voltaje, medidor de corriente y *multiplexores* (unidades para cambiar entre electrodos) para la recopilación de datos multicanal. A pesar de la existencia de *cables multi-nodos* (es decir, cables con puntos de conexión, llamados *tomas*, para muchas decenas de electrodos, como se muestra en la **Figura 3**), aún se requiere un gran esfuerzo humano para el despliegue de cables. Sin embargo, una vez que se completa dicho despliegue, este puede permanecer en su lugar durante horas o años explorando los cambios en la conductividad eléctrica del subsuelo en el tiempo, razón por la cual estos métodos son buenos para el monitoreo hidrogeológico durante grandes lapsos de tiempo. Los sistemas multicanal de imágenes eléctricas comercialmente disponibles generalmente aceptan archivos de entrada que enumeran los pares de potencial de corriente seleccionados de cuatro electrodos, llamados *cuadripolos*. Estos archivos se conocen como archivos de *secuencia*, o *comandos*. Después, la unidad de control impulsa la corriente en dos electrodos y mide las diferencias de potencial entre dos o más electrodos adicionales, según la información del archivo de secuencia de entrada.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

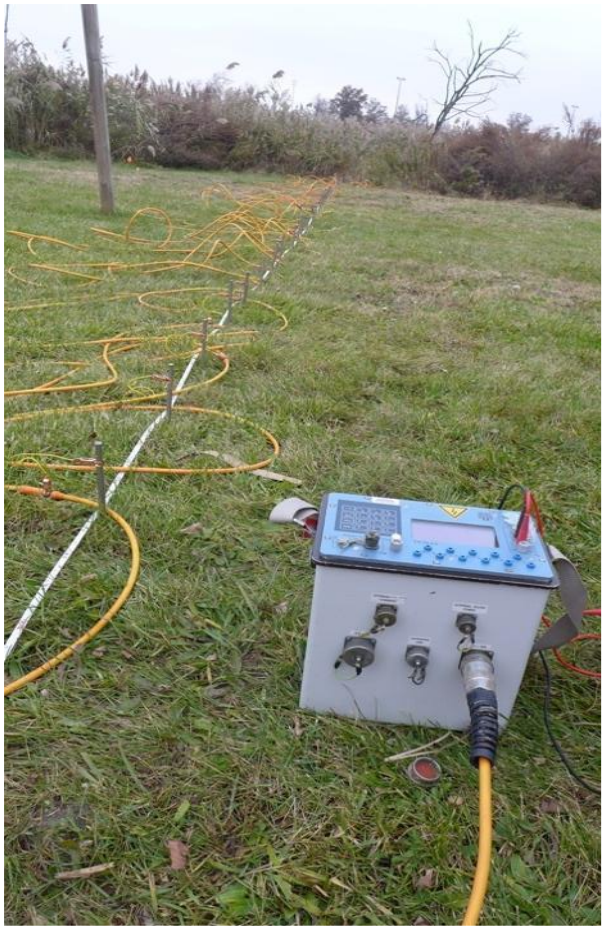


Figura 3 - Instrumentación en campo para la obtención de imágenes eléctricas, esto incluye una unidad de control en primer plano, electrodos y cables que conectan la unidad de control a la batería. Las baterías y multiplexores se encuentran dentro de la unidad de control. De Binley y Slater (2020).

Actualmente los sistemas comercialmente disponibles por lo general son sistemas de voltaje constante, es decir, establecen una diferencia de voltaje que no varía sobre los electrodos de corriente y miden la corriente resultante. Por tanto, la cantidad de corriente impulsada está en función de la conductividad de la Tierra, donde los valores esta corriente deben ser relativamente bajos, en condiciones de resistividad; mientras que en condiciones de conductividad estos valores de corriente inyectada deben ser mayores. Los valores típicos de corriente inyectada se encuentran en el orden de mA a A. Consecuentemente los valores de voltaje medidos se encuentran en el rango de μV a V. Los electrodos por lo general se componen de acero inoxidable o grafito. El acero inoxidable es material más duradero, mientras que el grafito resiste mejor la corrosión, por lo que estos últimos por lo general se utilizan en ambientes marinos. En aplicaciones donde se recopilan datos de *potencial espontáneo* (PE), el cual mide el voltaje presente naturalmente en tierra, se necesitan electrodos no polarizantes (por ejemplo, cobre/sulfato de cobre) para realizar las mediciones de voltaje. En caso de querer profundizar sus conocimientos sobre este tipo de

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

electrodos, se recomienda consultar a Morris et. al (2004) y/o LaBrecque & Daily (2008). El PE está fuera del enfoque de este libro, sin embargo, vale mencionar que los datos de PE son complementarios a los de TRE y PI, debido a que pueden ayudar a reducir la incertidumbre en la interpretación de sistemas hidrogeológicos y es posible utilizarlos para analizar direcciones de flujo en algunos casos.

La recopilación de datos para PI usa el mismo hardware que la TRE, sin embargo, se necesitan consideraciones adicionales para que las mediciones sean confiables. Cualquier hidrogeólogo que considere el uso de PI debe considerar que este desafío es mucho mayor que si se realiza únicamente TRE, además el tiempo de recolección de datos es mayor si se realiza TRE y PI. Esto se debe a que la relación señal-ruido de las mediciones de PI ($\emptyset$, M_a) generalmente es de 2.5 a 3 órdenes de magnitud menor que la magnitud de las mediciones en la TRE, y es necesaria una sincronización precisa entre el transmisor y el receptor. Además, el *acoplamiento electromagnético y capacitivo* entre los cables usados para la inyección de corriente y el registro de voltajes entre electrodos se manifiesta como un efecto de almacenamiento de carga espuria que podría interferir en la respuesta desde el subsuelo. Para reducir estos problemas se han desarrollado protocolos de campo, como la separación de cables que conectan los pares de recepción de voltaje de aquellos que conectan los pares de inyección de corriente (p. ej., Dahlin y Leroux, 2012).

Independientemente del tipo de electrodo utilizado o si se recopilan datos únicamente para TRE o para TRE y PI, es importante registrar con precisión la localización y elevación de los electrodos y transectos en campo, que serán incorporados dentro del proceso de inversión, para estimar correctamente la topografía en el límite superior de sección o volumen estudiado (ver Sección 3.6). La precisión necesaria para el levantamiento en campo y la georreferenciación de electrodos es altamente dependiente del diseño del levantamiento, mientras mayor sea la precisión requerida o el relieve topográfico sea más escarpado, menor será el espacio entre los electrodos.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

2 Diseño de Sondeos en Campo

Los datos para TRE y PI pueden ser recolectados en la superficie de la tierra, en cuerpos de agua, o incluso en perforaciones. El volumen del subsuelo muestreado, muchas veces llamado *profundidad* o *distancia de penetración* de la corriente, depende de la distribución espacial de la conductividad eléctrica del subsuelo (desconocida) y la distancia entre los electrodos, por tanto, es difícil de predecir la profundidad del estudio con relativa exactitud previo a la recopilación de datos y su respectivo análisis (p. ej., Daily y Ramírez, 1995). Muchos estudios de superficie obtienen buenas imágenes de conductividad eléctrica a unas pocas decenas de metros debajo de la superficie del subsuelo. La profundidad a la que un levantamiento en particular puede generar imágenes de manera efectiva depende de la geometría del levantamiento, los errores de medición y la distribución de la conductividad del subsuelo. Así mismo, esta profundidad se puede interpretar a partir de mapas de sensibilidad o resolución (p. ej., **Figura 4**). Oldenburg y Li (1999) proporcionaron un enfoque basado en inversión (ver más sobre inversión en la Sección 4) para predecir lo que ellos denominaron *profundidad de investigación* (PDI, o DOI por sus siglas en inglés, Depth of Investigation). Para calcular la PDI, se realizan dos inversiones utilizando dos modelos de referencia que difieren en órdenes de magnitud, y se comparan las imágenes resultantes. Dependiendo del tipo de regularización utilizada (consulte la Sección 4.2 para obtener definiciones y detalles), las imágenes se diferencian o se correlacionan, pudiendo determinar la profundidad a la que la inversión se ve fuertemente afectada por los modelos de referencia, es decir que, por debajo de la PDI, los datos proporcionan información de poco valor. Este enfoque es compatible con algunos programas de inversión.

Los enfoques más simples para predecir la PDI (p. ej., Barker, 1989) calculan la señal medida para diferentes profundidades, en un medio homogéneo e identifican la profundidad correspondiente a la señal máxima, media o mediana. Estos enfoques han creado reglas generales simples para varios tipos de arreglos y proveen una guía práctica para el diseño de levantamiento de datos en campo. Por ejemplo, para el popular arreglo dipolo-dipolo, la profundidad mediana de investigación es del orden de 1/5 del espacio máximo entre electrodos en un arreglo (Roy & Apparao, 1971). Las claves aquí son 1) que algunas partes del tomograma se resolverán mejor que otras; 2) existen múltiples herramientas para evaluar dónde se espera que la resolución sea alta, aunque estos métodos no son medidas absolutas de precisión; y 3) existe un límite de profundidad a la que los electrodos pueden obtener datos relevantes, tanto para TRE y PI, lo cual es imposible de determinar de antes de realizar el primer despliegue en campo, debido a que esta profundidad depende de la conductividad eléctrica de la tierra y la geometría utilizada para recopilar datos.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

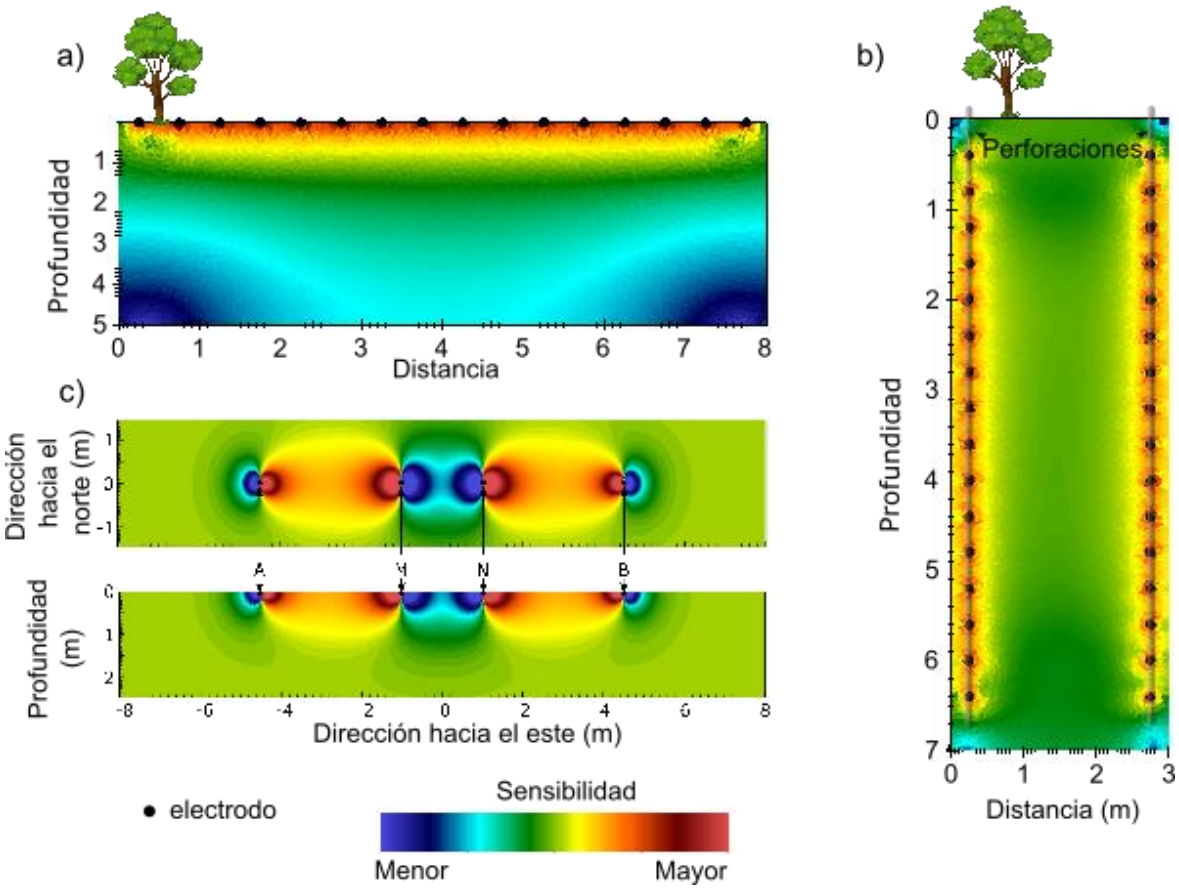


Figura 4 - Mapas de sensibilidad de cuadrados acumulativos (un proxi para la resolución) para superficie a) Tomografía entre pozos b) Arreglos para TRE. Estos mapas son la suma de los cuadrados de las sensibilidades (la diagonal de J*J') donde J es la matriz Jacobiana y J' su transpuesta. La matriz Jacobiana es una matriz de derivadas parciales de primer orden que muestran la sensibilidad de los parámetros del modelo a los datos (más detalles en el Sección 4.2). c) La sensibilidad absoluta para una sola medición (i.e., una sola fila de J); colores azules significan sensibilidad negativa; mientras que colores rojos significan sensibilidad positiva (solo para c).

La sensibilidad comúnmente es mayor cerca a los electrodos (**Figura 4**), independientemente de si estos se encuentran en superficie o en una perforación. Al realizar una TRE o PI se debe elegir si se prioriza la resolución o la cobertura espacial. La resolución mejora al reducir los espacios entre los electrodos, disminuyendo el área subsuperficial estudiada. En consecuencia, al diseñar un levantamiento en campo, es importante tomar en cuenta la profundidad a la que deseamos llegar y el alcance de nuestros objetivos. En estudios de campo y en presencia de heterogeneidad, se desconoce el volumen de tierra muestreado en una medición de resistencia particular -similar a la estimación del volumen de tierra muestreado en una prueba de bombeo- y la conversión de resistencia a conductividad eléctrica requiere un modelo inverso. La información sobre inversión y reconstrucción de imágenes se describe en la Sección 4.

Anteriormente, los datos de TRE y PI se colectaban en superficie usando un conjunto fijo de geometrías de electrodos en las que los dos electrodos de corriente y los dos de potencial se movían a mano. Sin embargo, dicho trabajo requería un gran esfuerzo físico en campo. Los sistemas actuales casi siempre están automatizados y utilizan de

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

decenas a cientos de electrodos en un arreglo. Algunos arreglos estándar usados en campo son: Wenner, dipolo-dipolo o Schlumberger (**Figura 5**). Algunas geometrías (p. ej., Wenner), por su sensibilidad favorecen una mejor resolución vertical de la conductividad eléctrica, mientras que la sensibilidad de otras geometrías (p. ej., dipolo-dipolo) favorece un mejor estudio de los contrastes laterales. Las mediciones de PI tienen mejores resultados en arreglos donde los electrodos de voltaje se encuentran entre el par de electrodos de corriente, como en el caso de los arreglos de Wenner y Schlumberger, debido a su alta relación señal-ruido, aunque estos arreglos provocan efectos de acoplamiento electromagnético adicionales en relación con otros tipos de arreglos como el dipolo-dipolo. Al recopilar datos con geometrías simples, la estimación de la conductividad eléctrica del subsuelo se podría realizar con métodos analíticos sin necesidad del modelado numérico e inversión (por ejemplo, Zohdy et al., 1974). Si bien la selección de una geometría ideal ha sido objeto de investigación en el pasado, estimar correctamente la estructura del subsuelo no solo depende de la geometría a utilizar, sino que también está en función de la distribución espacial de la conductividad eléctrica, la cual es desconocida. En la actualidad se pueden diseñar mediciones de forma óptima con base en la estructura de suelo esperada (p. ej., Stummer et al., 2004). El software de inversión moderno en una PC de gama baja es capaz de procesar datos de TRE y PI en minutos, y no requiere que la disposición de los electrodos corresponda a ningún tipo de arreglo estándar tradicional.

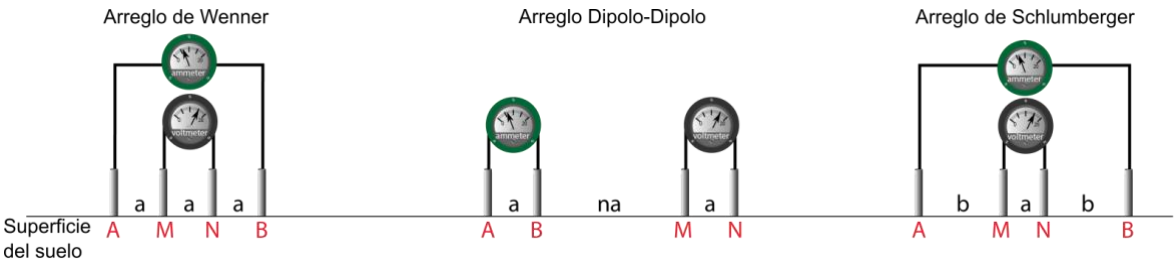


Figura 5 - Algunas geometrías de electrodos superficiales para TRE y PI, se incluye arreglo de Wenner, dipolo-dipolo, y de Schlumberger, los cuales tienes diferentes localizaciones de los electrodos de corriente (A,B) y de potencial (M,N), el espaciado entre electrodos está definido como “a” y “b”, y “n” un entero.

Para un número de electrodos *n*, el número de cuadripolos posibles está dado por n(n-3)/2 (Xu y Noel, 1993). La recopilación de datos en todas las combinaciones posibles de cuadripolos casi nunca se puede dar en campo, debido a las limitaciones de memoria de los medidores de TRE y el tiempo requerido para almacenar los datos. Según la velocidad de adquisición de datos (es decir, la capacidad de procesamiento del instrumento y la frecuencia de medición) y si se requiere un lapso de tiempo entre cada medición (lo cual puede limitar el tiempo permitido para las mediciones), se puede seleccionar un número adecuado de cuadripolos. La elección de qué cuadripolos utilizar en campo se puede determinar mediante dos criterios: (1) factores geométricos y (2) relaciones señal-ruido (dependiendo del sitio). Mientras mayor sea el espacio entre electrodos, se requerirá una mayor fuente de voltaje para obtener suficiente corriente en el suelo y garantizar una buena

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

calidad de datos. La corriente inyectada está limitada por el equipo y la resistividad del suelo. Respecto a la velocidad de recopilación de datos, la nueva instrumentación multicanal es capaz de realizar múltiples mediciones de voltaje a la vez, para un par de electrodos de corriente dado (una medición de voltaje a la vez por canal), esto permite una recopilación de datos más rápida que las herramientas de un solo canal más antiguas, aunque esta funcionalidad solo puede ser aplicable para ciertos tipos de arreglos dependiendo del instrumento. Para sacar el máximo provecho de la adquisición de datos multicanal, el diseño de los levantamientos en campo puede minimizar la cantidad de inyecciones de corriente únicas recopiladas durante un sondeo determinado.

En sondeos que involucran perforaciones, los cuadripolos seleccionados idealmente deben combinar los dipolos dentro y entre las perforaciones, por ejemplo, el par de electrodos de corriente podría estar localizado en una perforación, mientras que los electrodos de potencial en otra, así como también los pares de electrodos de corriente y/o potencial podrían ser divididos entre perforaciones. Los dipolos dentro de perforaciones son sensibles a objetivos cercanos a las mismas, sin embargo, no proveen información más allá de estos objetivos. Para obtener datos de calidad entre perforaciones, estas deben ser 1.5 veces más profundas que la distancia en superficie que las separa, si esta relación es mucho más grande, la resolución entre las perforaciones se ve altamente degradada.

2.1 Factores Geométricos.

En capítulos anteriores se introdujo el concepto de factor geométrico (Ecuación 3) como un parámetro que convierte una resistencia medida en resistividad aparente. Para arreglos superficiales, la matemática subyacente para calcular el factor geométrico es bastante simple. Suponiendo un *medio* homogéneo e isotrópico (es decir, la misma conductividad eléctrica en el subsuelo a una distancia infinita por debajo de una frontera de superficie) sin fuentes eléctricas alguna, el factor geométrico K_g para cada cuadripolo se puede calcular en arreglos superficiales usando la Ecuación 6a.

$$K_g = \frac{2\pi}{\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BM}} + \frac{1}{\overline{BN}}} \tag{6a}$$

$\overline{AM}, \overline{AN}, \overline{BM}$ y $\overline{BN}$ son las distancias entre los electrodos A y M, A y N, B y M, y B y N, respectivamente. Los electrodos de corriente son definidos como A y B, mientras que los electrodos de potencial son M y N. (**Figura 5**). Estos electrodos a menudo son llamados C+, C-, P+, y P-, respectivamente, en otras bibliografías; sin embargo, el antiguo estándar A, B, M, N es el usado en este libro. El factor geométrico toma en cuenta el arreglo de los electrodos y permite calcular una resistividad aparente (Ecuación 3).

Para geometrías con perforaciones, los electrodos están localizados dentro de un medio-espacio y no sobre la superficie terrestre, y el uso de la ecuación 6 es inapropiado,

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

ya que esta no toma en cuenta que en este caso la corriente no fluye sobre la superficie. Para tener en cuenta este efecto, se utiliza el *método de imágenes* de la óptica. Este enfoque es análogo al uso de pozos imaginarios en la hidrogeología para el modelado analítico de respuestas de acuíferos al bombeo. Aquí, son necesarios *electrodos de corriente imaginarios*, sobre el otro lado de la frontera y equidistantes desde los electrodos reales de corriente; para poder crear matemáticamente condiciones de no-flujo en la superficie de la tierra y calcular el factor geométrico para arreglos que involucran perforaciones, tal y como se muestran en la ecuación 6b.

$$K_g = \frac{4\pi}{\frac{1}{AM} + \frac{1}{A_{imagen}B} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{A_{imagen}N} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{B_{imagen}M} + \frac{1}{BN} + \frac{1}{B_{imagen}N}} \quad (6b)$$

Aquí, "*imagen*" se refiere al electrodo de corriente imagen. Cuando no existen perforaciones en un sondeo la ecuación 6b se simplifica a la ecuación 6a. También, es necesario un enterramiento limitado antes de que la Ecuación 6b se simplifique al doble del resultado de la Ecuación 6a, conforme las distancias desde los electrodos de potencial hasta los electrodos reales de corriente y sus imágenes sean aproximadamente iguales.

Los cuadripolos con un factor geométrico grande pueden producir pequeñas diferencias de voltaje, las cuales son propensas a errores de medición debido a la baja relación señal/ruido. Estas se manifiestan (a través de la propagación de errores) como errores relativos más altos en los datos de resistividad aparente. Es posible determinar un límite en el factor geométrico en función de la conductividad eléctrica promedio esperada en el subsuelo y las especificaciones del instrumento. Con base en la Ecuación 3, para un factor geométrico y un error de instrumento dado (en términos de voltaje), es posible calcular el error esperado en resistividad aparente. La **Error! Reference source not found.** muestra cómo el error en la diferencia de potencial medida se traduce en un error en la resistividad aparente calculada en función de K_g. En este ejemplo, se considera una corriente aplicada de 50 mA y se asume una precisión del instrumento de 1 microvoltio (μV) (tener en cuenta la escala logarítmica). En la práctica, la precisión puede ser menor. Como es evidente en la **Error! Reference source not found.**, para factores geométricos grandes o supuestas resistividades aparentes pequeñas, los errores son mayores en relación con las mediciones.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

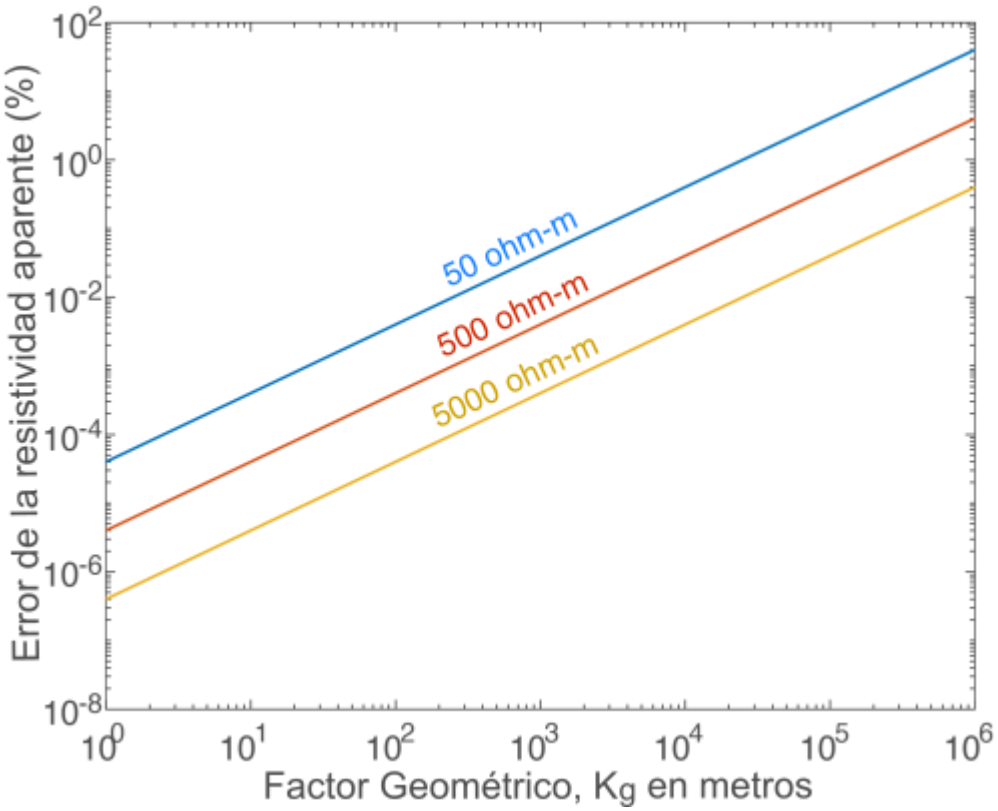


Figura 6 - Error de la resistividad aparente, como porcentaje de la resistividad aparente real, en función del factor geométrico para tres distintos valores de resistividad (50, 500, and 5,000 Ω-m), asumiendo que la precisión del instrumento de medición voltaje de es 1 microvoltio y la corriente aplicada es de 50 miliamperios, donde el error de la resistividad aparente está dado por K_g*V_{error}/I, la cual luego es comparada con la resistividad aparente en sentido relativo. Un error en el voltaje medido se traduce en un error en la resistividad aparente calculada en función de K_g.

2.2 Modelos Sintéticos.

El modelo directo es una herramienta poderosa en el diseño y simulación de levantamientos de imágenes eléctricas. El modelo directo comúnmente es un conjunto de soluciones de diferencias finitas o elementos finitos para la ecuación de Poisson (ecuación 1 para TRE y ecuación 5 para TRE y PI). El modelo directo puede simular "datos sintéticos" para diferentes distribuciones espaciales de conductividad eléctrica (y de fase o capacidad de carga en el caso de la PI), geometría de sondeo y niveles de ruido aleatorios para una discretización dada de la Ecuación 1 o 5 (**Figura 7**a). Los paquetes de software comunes permiten a los usuarios establecer un tamaño de celdas de diferencias finitas o elementos finitos. Esta predicción de datos se puede invertir para generar tomogramas (**Figura 7**). Estos ejercicios proveen información sobre el poder de resolución de diferentes geometrías de levantamiento, niveles de ruido y metodologías de inversión.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

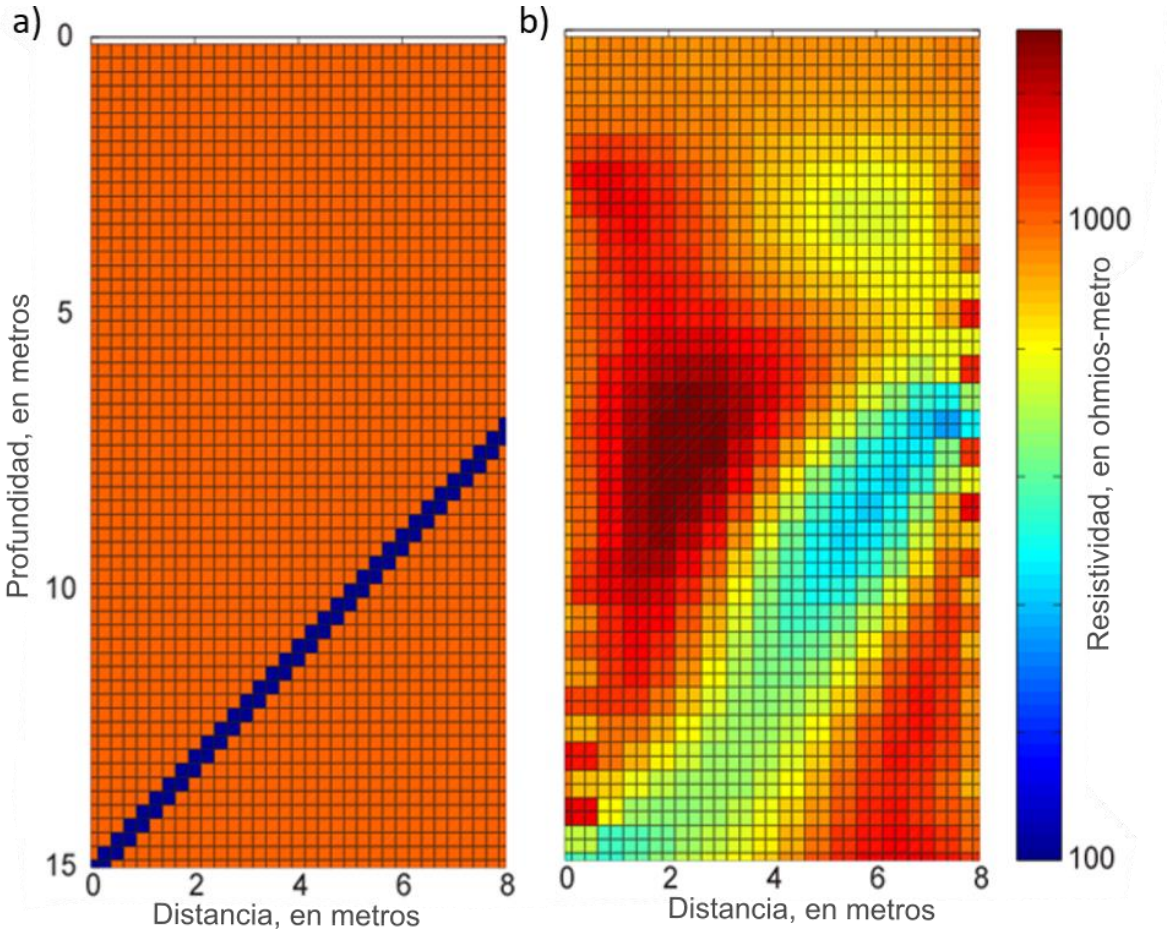


Figura 7 - a) Resistividad eléctrica hipotética de la sección transversal, y b) Tomograma resultante. Debido a la limitada resolución del levantamiento y la regulación de la inversión, el tomograma es borros, alejado de la realidad.

La precisión del modelo directo es, por lo tanto, otro factor a considerar en el diseño de geometrías de levantamiento. Además, es necesario eliminar los cuadripolos donde es posible que existan grandes errores de modelado en la medición. Es posible evaluar cuantitativamente la precisión del modelo directo, estimando la resistividad aparente para todos los cuadripolos, suponiendo un subsuelo homogéneo (es decir, un solo valor de conductividad) y comparar con las resistividades aparentes que toman en cuenta los factores geométricos calculados previamente. Los cuadripolos en los que sus valores no se asemejan entre sí (es decir, que la resistividad aparente calculada numéricamente difiere enormemente de la calculada analíticamente), no deben recolectarse en campo. La discretización de la malla y las condiciones de contorno deben ser redefinidas si se pierden demasiados datos, después de esta comparación. También es posible reconsiderar la ubicación de los cuadripolos. Este procedimiento solo se puede realizar para casos donde exista una solución analítica para la ecuación 1. Por ejemplo, en presencia de una subsuperficie o una topografía irregular, las soluciones analíticas por lo general no se pueden desarrollar y la evaluación de la precisión del modelo numérico es engorrosa para miles de cuadripolos. Por lo tanto, los criterios para realizar este tipo de prueba se basan en

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

modelos analíticos simples, suposiciones de homogeneidad o con base en la experiencia. Como regla general, el espaciado de la malla cerca de los electrodos, donde los gradientes de potencial son mayores, debe ser menor a la cuarta parte del espacio entre los electrodos. El espaciado de la malla puede ser mayor donde los gradientes de voltaje son menores, es decir a mayor distancia de los electrodos. Por lo general, el espaciado de la malla aumenta en un factor de menos de 1,5 desde una fila o columna de la cuadrícula a la siguiente. En los modelos de diferencias finitas, las mallas no estructuradas suelen redefinirse cerca de los electrodos con una discretización similar.

En el ejemplo de la **Figura 7**, se realiza un sondeo de TRE entre pozos para una sección transversal con una sola zona de fractura de 25cm y ninguna otra heterogeneidad. Asumiendo que el conjunto de datos tiene un bajo ruido, se le añade un 2% de error aleatorio, normalmente distribuido para introducir ruido, como se esperaría en campo. El tomograma resultante proporciona solo una imagen borrosa y despuntada de la distribución real de la conductividad eléctrica, y la resolución limitada dificulta la interpretación de la ubicación y extensión de la zona de fractura. En caso de que existiera otra heterogeneidad en la sección transversal (por ejemplo, variación de litología o de porosidad), o si la zona de fractura fuera una pequeña fractura discreta (quizás 2,5 mm en lugar de 25 cm), no sería posible identificarla. Al considerar diferentes modelos de entrada u objetivos, también es posible conocer cómo la resolución varía espacialmente en un tomograma. De hecho, realizar dichos ejercicios de *modelación sintética* antes de levantar datos en campo es considerado como una buena práctica. Muchos paquetes de software de modelo e inversión de TRE pueden ser usados para este propósito. Las soluciones gratuitas y de código abierto para estos escenarios de prueba incluyen:

- El Evaluador de Escenarios de Resistividad Eléctrica (EERE), el cual utiliza una hoja de cálculo del Servicio Geológico de los Estados Unidos, que aproxima la inversión de los datos de TRE y es particularmente útil para no expertos (consulte la **Figura 8** y además a Terry et al., 2017); y,
- ResIPy de Blanchy et al., 2020, una interfaz gráfica amigable con el usuario que contiene códigos de inversión para TRE y PI, esta fue escrita por Andrew Binley (Universidad de Lancaster).

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

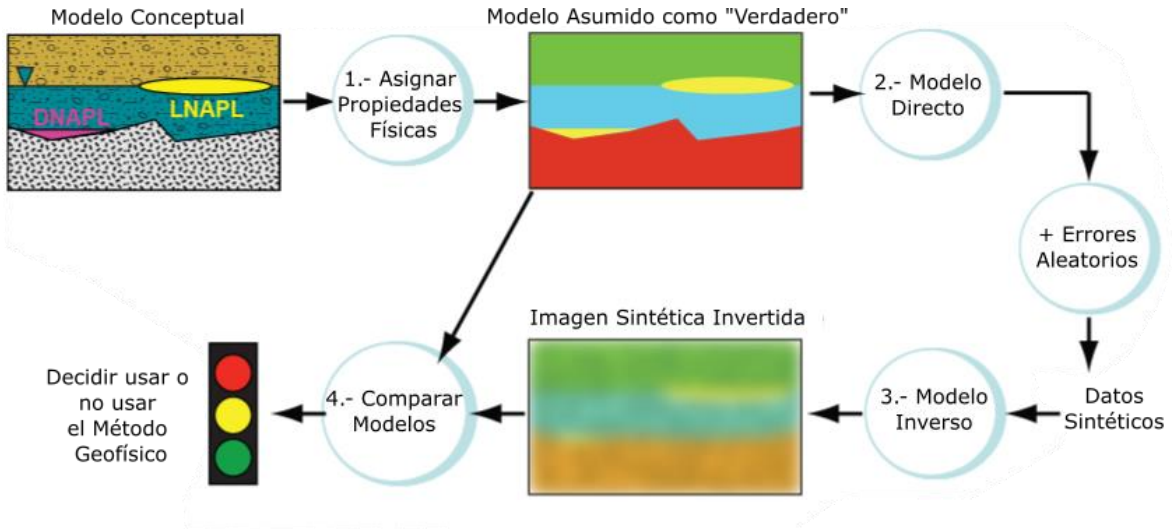


Figura 8 - Flujo de trabajo de modelos sintéticos. Los pasos son: 1) asignar la mejor aproximación de valores para las propiedades físicas del modelo hipotético subsuperficial; 2) modelo directo, por ejemplo, calcular los datos que resultarían del modelo asumido como "verdadero" por el usuario en el primer paso, e ingresar los errores aleatorios de una manera normal que uno esperaría en campo, generando con esto los "datos sintéticos"; 3) analizar los datos sintéticos con alguna metodología de inversión para producir una imagen o tomograma; y 4) comparar la imagen sintética invertida con el modelo asumido como verdadero. Si la imagen sintética no muestra el objetivo deseado, por ejemplo, un líquido ligero de fase no acuosa (LNAPL, por sus siglas en inglés), la implementación en campo probablemente falle, y no sea conveniente realizarla.Basado en Day-Lewis et al. (2017), y Terry et al. (2017).

La Caja 1 de este libro ofrece la oportunidad a los lectores de experimentar con el software de modelación inversa EERE y explorar la influencia de algunos parámetros de diseño en el resultado del levantamiento de imágenes eléctricas.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

3 Recolección y Verificación de Datos de Campo

Además de los **cuadripolos** adquiridos, es altamente recomendable recolectar, (1) mediciones de resistencia de contacto en los electrodos, (2) mediciones apiladas o repetidas, y (3) mediciones recíprocas. Como se describe a continuación, estas mediciones permiten al usuario evaluar la calidad de los datos tanto en el campo como posteriormente durante el análisis en una oficina. Una evaluación adecuada de los errores de medición suele ser determinante para obtener una imagen óptima del proceso de inversión de datos.

3.1 Resistencia de contacto

La resistencia de contacto se refiere a la resistencia al flujo de corriente entre los electrodos de corriente y el medio que los rodea (suelo, agua, roca). Las mediciones de resistencias son la suma de las resistencias de los contactos entre cada electrodo de corriente y la resistencia de la formación entre los electrodos de corriente. Las revisiones de resistencia deben ejecutarse en los electrodos en una etapa previa a la recolección de datos para asegurar que las resistencias de contacto no son demasiado altas. Esta prueba es clave para el control de calidad en campo. Valores límite en el orden de magnitud de decenas de kiloohms ($k\Omega$) pueden ayudar a determinar donde se inyectará una corriente limitada para un par de electrodos. Es difícil establecer valores absolutos para esta métrica debido a que las mediciones de resistencia de contacto varían dependiendo de la geología. Por ejemplo, una roca cristalina puede tener un valor alto de resistencia de contacto debido a la resistividad de la formación, pero aún será posible adquirir datos de calidad. Las resistencias de contacto deberán ser registradas manualmente si no son grabadas automáticamente por el software del instrumento de medición. Las mediciones de resistencia de contacto pueden ser registradas automáticamente con instrumentos de RE modernos, que aplican un voltaje bajo a los electrodos de inducción de corriente, midiendo la corriente resultante con los instrumentos de RE, y computa la resistencia dividiendo el voltaje aplicado por la corriente inducida. De forma alterna, se pueden realizar mediciones de resistencia de contacto manuales para un par de electrodos con un voltímetro midiendo los valores de resistividad entre los pines correspondiente en la terminal del cable del electrodo. Los valores de resistencia de contacto pueden proporcionar una base para la medición de datos asociados con electrodos específicos que exhibieron un contacto pobre con la formación, facilitando la aplicación de correcciones previos a un levantamiento. Las resistencias de contacto bajas son de gran importancia para la recolección de datos de PI ya que el índice de proporción señal-ruido de mediciones de PI es normalmente 2.5 a 3 órdenes de magnitud menor a las mediciones de resistencia. De hecho, la resistencia de contacto es frecuentemente el factor limitante que previene la adquisición de datos de PI representativos (Zarif et al., 2017), lo cual también se cumple para RE. Para una lectura más

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

avanzada en el tema de resistencias de contacto, indicamos a los lectores al artículo de 2013 escrito por Hördt y otros.

En arreglos de superficie, es posible añadir un poco de agua salada alrededor de los electrodos para mejorar la resistencia de contacto, pero generalmente esto no es posible para arreglos cross-well. Es importante notar que la adición de agua salada sería una mala idea si el interés del estudio fuera monitoreo de salinidad o cambios de saturación, en cuyo caso una pasta metálica antiaferrante o gel de ultrasonidos también pueden funcionar para incrementar el contacto eléctrico de los electrodos con el suelo a su alrededor. Si el suelo se drena demasiado rápido para añadir agua, estos materiales también pueden ser de ayuda, o se pueden colocar los electrodos en bentonita o esponjas saturadas. Por debajo del nivel freático, los electrodos de pozo son generalmente en buen contacto con la formación como efecto de la presencia de agua. En la zona vadosa, el área superficial de los electrodos puede requerir ser más amplia para proveer buen acoplamiento con el subsuelo. La resistencia al contacto generalmente decrece notablemente conforme el tamaño del electrodo aumenta. Sin embargo, se debe tener cuidado de no violar la *aproximación de fuente puntual* establecida por la mayoría de los códigos de procesamiento—en los cuales los electrodos se asumen como puntos infinitesimalmente pequeños en los códigos de modelos numéricos. Los tamaños y formas reales de electrodos grandes pueden requerir una representación explícita en el modelo numérico utilizado por el software de inversión de datos. Una regla común es que el tamaño del electrodo no deberá exceder el 10 por ciento de la distancia entre electrodos para que la suposición de una fuente puntual sea aproximadamente válida (p.ej., Rücker y Günther, 2011).

3.2 Mediciones Apiladas

Recolectar cada cuadripolo múltiples veces seguidas uno después del otro y promediar los resultados es una práctica común en la mayoría de los sistemas comerciales. Este procedimiento se conoce como *apilamiento*. A pesar de que la recolección de mediciones apliadas incrementa nominalmente la duración del estudio, el apilamiento mejora la relación señal-ruido ya que el ruido, si es aleatorio, se elimina al momento de promediar. Además, la desviación estándar de las mediciones apiladas (i.e., el error de apilamiento) proporciona un medio para cuantificar el error y definir el peso de los datos para la inversión (aunque se prefieren mediciones reciprocas como las que se describen a continuación). Los errores de apilamiento son útiles en Aseguramiento y Control de Calidad y pueden ser utilizados para ponderar datos en inversión o establecer una base para editar grupos de datos previo a la inversión. El número de mediciones apiladas deberá ser registrada en los formatos de adquisición de datos de campo si no son registrados por el software de adquisición. En algunos instrumentos, el número de mediciones apiladas es determinada calculando el error acumulado por apilamiento, recolectando más datos para apilar en las mediciones con mayor error.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

3.3 Mediciones Recíprocas

Una medición *recíproca* implica intercambiar los pares de electrodos de corriente y de voltaje (**Figura 9**). En otras palabras, los electrodos *A* y *B* son utilizados como electrodos de potencial mientras que los electrodos *M* y *N* son utilizados como electrodos de corriente; como consecuencia, K_g permanece igual. De forma teórica, la medición recíproca debería producir la misma resistencia (y por lo tanto, la misma resistividad aparente) sin importar la distribución de conductividades en el subsuelo ya que la medición regular considera que (1) no hay fuentes presentes, (2) no hay efectos debido a resistencia de contacto, y (3) el hecho de que la ley de Ohm es linear, con cualquier diferencia en los valores indicando error del instrumento y/o efectos en violación de la Ecuación 1 o 5. Estas mediciones deberán ser recolectadas para cuantificar el error en mediciones y para revisar cuadripolos con desempeños subóptimos, los cuales podrán ser removidos. Las resistividades aparentes generalmente deberán coincidir entre grupos de datos apilados o recíprocos dentro de un porcentaje bajo, o mejor. Los datos correspondientes a aplicación de corrientes muy bajas (p.ej., < 10 mA u otro valor de corte), también pueden ser removidos en caso de ser necesario.

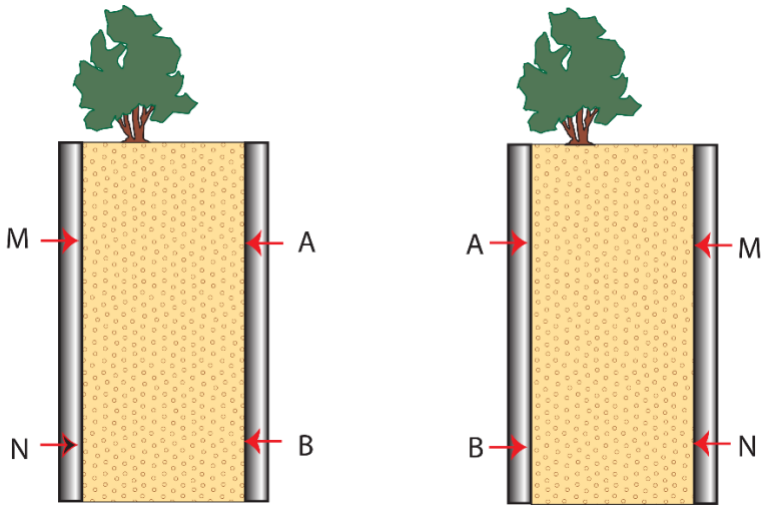


Figura 9 - Las mediciones recíprocas involucran intercambiar la posición de los electrodos de potencial y de corriente, y se pueden utilizar para identificar problemas ya que la medición recíproca entregará la misma resistividad que la medición original a menos de que haya un problema o interferencia.

Diferentes usuarios evalúan las mediciones reciprocas de diferentes formas, la más común siendo el *error reciproco estándar* y la *reciprocidad*. Si las mediciones normales y reciprocas de resistividad aparente son $\rho_{a,1}$ y $\rho_{a,2}$, y la resistividad promedio es $\rho_{a,ave} = \frac{\rho_{a,1}+\rho_{a,2}}{2}$, el error recíproco estándar s_{recip} y la reciprocidad r son dadas por:

$$s_{recip} = \sqrt{\frac{(\rho_{a,1} - \rho_{a,ave})^2 + (\rho_{a,2} - \rho_{a,ave})^2}{2}} \quad (7)$$

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

y

$$r = abs\left(\frac{\rho_{a,1} - \rho_{a,2}}{\rho_{a,ave}}\right) \quad (8)$$

Ambas mediciones, error recíproco y la reciprocidad son útiles. Los errores recíprocos son utilizados para establecer ponderación a datos en la inversión como se explica en la Sección 4.3. La reciprocidad es una medición adimensional de error relativo y, cuando se multiplica por 100, otorga el error porcentual en la medición recíproca. Es una medición de error útil para el filtrado de datos (por ejemplo, rechazar todos los datos con una reciprocidad mayor a 0.10) como se muestra en el ejemplo de la subsección de Aseguramiento y Control de Calidad e la Sección 5.2.

En general, los errores recíprocos son mayores que los errores de apilamiento, y es común el pensamiento de que los errores recíprocos generan una cuantificación más completa del ruido de lo que lo hacen los errores de apilamiento (Binley et al., 1995). Para QA/QC, tanto la reciprocidad o los errores recíprocos pueden ser utilizados en lugar de, o además de los errores de apilamiento. Dependiendo del tipo de arreglo, las mediciones reciprocas pueden tomar más tiempo que las mediciones regulares en instrumentos multicanal, lo cual, como se mencionó anteriormente, recolectan múltiples mediciones de potencial para cada par de corriente. Si se realizan n mediciones de potencial para un solo par de corriente, entonces se deberán hacer n mediciones recíprocas, todas con un par de corriente distinto. No obstante, un levantamiento de datos recíprocos para un arreglo dipolo-dipolo tomará exactamente la misma cantidad de tiempo que el levantamiento de datos regular; esto se consigue realizando la secuencia en el orden reverso a la dirección de la línea. Un levantamiento de datos recíprocos para un arreglo Wenner también tomará exactamente la misma cantidad de tiempo que un levantamiento regular ya que cada medición Wenner requiere una inyección de corriente, por lo que la funcionalidad multicanal de este arreglo no puede ser utilizada. El arreglo tipo Schlumberger es un ejemplo en el cual los recíprocos toman mucho más tiempo, pero también es un ejemplo en el que la reciprocidad puede acelerar la recolección de datos en un instrumento multicanal (i.e. el arreglo Schlumberger inverso). A pesar de esto, secuencias diseñadas arbitrariamente suelen tomar más tiempo de ejecución que los recíprocos cuando se necesitan varias inducciones de corriente en el conjunto de datos recíprocos para corresponder un conjunto de mediciones en el levantamiento regular adquirido con una sola inducción de corriente.

Una medición reciproca no deberá ser recolectada inmediatamente después de su medición regular asociada, ya que cualquier carga residual (polarización) de los electrodos de corriente afectará los voltajes registrados entre estos electrodos en la medición reciproca. Estos efectos generalmente se disipan en pocos segundos, aunque puede tomar minutos o más dependiendo de la inducción. Las mejores mediciones reciprocas son recolectadas ya sea intercaladas durante la secuencia de medición o posteriormente a la recolección de los

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

datos regulares. Para investigaciones de procesos variantes en el tiempo, se prefiere recolectar un subconjunto de datos para recíprocos porque de otra forma los cambios temporales significativos podrían aparentar ser errores. Se puede encontrar más información en cómo utilizar estos datos para construir un modelo de error en el artículo de 2017 por Lesparre et al.

El principio de reciprocidad también aplica a los datos de PI. De manera similar a otros aspectos de adquisición de datos de PI, la adquisición de datos recíprocos de PI es más desafiante que la adquisición de datos recíprocos de RE. La polarización de un electrodo de corriente recién utilizado puede arruinar gravemente la medición de PI reciproca. Los errores de PI en su lugar pueden ser cuantificados mediante análisis de la forma de las curvas de decaimiento que surgen al apagar la corriente (Flores Orozco et al., 2018). A pesar de esto, la correspondencia de conjuntos de datos de IP puede ser realizada con atención cuidadosa a la adquisición de datos para asegurar la disipación de los efectos de la IP, resultando en una confianza mejorada en los conjuntos de datos de IP, los cuales son tradicionalmente susceptibles a errores y a malas interpretaciones (Slater and Binley, 2006; Zarif et al., 2017).

3.4 Consideración de error para mediciones en el tiempo

En el caso de imagenología de datos en series de tiempo, recolectar conjuntos de datos del entorno puede ser útil para determinar errores sistemáticos y generalmente es buen uso del tiempo, ya que la parte de la recolección de datos de ER que consume más tiempo es usualmente el despliegue de los electrodos y cables, así como entender las condiciones del entorno es también importante para los cambios en interpretación. En los sistemas en los cuales se introduce un cambio hidrogeológico (infiltración o una prueba de trazadores, por ejemplo), la recolección de varios sets de datos del medio provee una medida de la variabilidad natural antes de la introducción de dicho cambio. En los casos en que se necesiten datos en series temporales con rapidez, recolectar un subgrupo de recíprocos— o recolectar *mediciones repetidas* para obtener errores entre dos secuencias de datos completas, una adquirida inmediatamente después de la otra—puede ser una valiosa forma de obtener otra medición del error más allá del apilamiento. Un ejemplo de monitoreo en el tiempo es proporcionado en la sección 5.2.

3.5 Duración del Pulso

Algunos instrumentos que operan en el dominio de tiempo permiten al usuario seleccionar la duración de la inducción de corriente. Comúnmente, la *duración del pulso* varía entre 250 millisegundos (ms) hasta varios segundos. Una duración de pulso menor resulta en menor tiempo para adquisición de datos, pero una duración más larga puede ser la clave para alcanzar valores de voltaje estables y, por lo tanto, los datos serán más consistentes con las asunciones físicas requeridas para el análisis (por ejemplo, la Ecuación

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

de Poisson). Surgen problemas similares en la hidrogeología cuando se realizan análisis hidráulicos basados en asunciones de flujo uniforme (por ejemplo, análisis basado en la ecuación de Thiem), en los cuales el bombeo continúa hasta que se alcanza un casi uniforme y entonces se toman las mediciones. De otra forma, se requiere un análisis transitorio, por ejemplo, el análisis basado en la ecuación de Theis en la analogía de agua subterránea y Polarización Inducida en sondeos eléctricos. Los pulsos en el orden de los 250 ms pueden ser aceptables cuando se está recolectando exclusivamente datos de Resistividad Eléctrica en un medio conductivo y bajo en arcillas. En la presencia de arcillas y otros medios que son más propensos a almacenar cargas, se podría requerir de duraciones más largas para alcanzar voltajes equilibrados. La adquisición de PI generalmente requiere de pulsos de duración más larga (se recomienda de 1 s o mayor) para que pueda ocurrir la descarga (o carga) suficiente para ser registrada de manera fiable. Como una guía, la adquisición de datos de PI de alta calidad es propenso a incrementar el tiempo de la campaña en un orden del doble o del triple comparado a la adquisición solamente de datos de RE. La duración de la longitud del pulso puede variar, y los estudios repetirse, para determinar la duración mínima necesaria para alcanzar buenos datos.

3.6 Notas sobre condiciones en campo

Se deberá tomar nota de la localización de cableado eléctrico, torres de transmisión de señales de radio, objetos metálicos conocidos, topografía y el clima en cada sitio, así como las decisiones respecto a los procesos de QA/QC descritos anteriormente. Es importante revisar y registrar: los voltajes de las baterías, la posición x-y-z de los electrodos, cómo se determina su posición (con cinta métrica, GPS, nivel láser, etc.), y cómo se distribuyeron los electrodos. La integridad de los cables de varios núcleos también deberá ser estimada, particularmente cerca a los contactos individuales de los electrodos, que son los más susceptibles a sufrid daños durante el uso. Para mediciones cross-well , la información de la construcción del pozo (longitud de la tubería de revestimiento, profundidad total, integridad de la perforación, presencia de equipo de monitoreo, etc.) deberá ser conocida previamente a la instalación de cables e inyección de corriente. Existen sistemas disponibles de forma comercial que proporcionan un resistor de prueba para verificar la operación correcta del instrumento. Los resultados de esta prueba, si es llevada a cabo, deberán ser registrados. Aunque fuera del alcance de este libro, la seguridad es una consideración importante cuando se trabaja con cualquier herramienta eléctrica, y los usuarios de los equipos deben desarrollar protocolos para asegurar que nadie entre en contacto con electrodos energizados durante la toma de datos. Estos problemas no afectan la recolección de datos de calidad, pero deberán ser registrados y considerados cuando se evalúe la calidad de los datos.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

4 Inversión de Datos

4.1 El objetivo de la inversión

Una vez que se han recolectado los datos para la tomografía eléctrica, se deben invertir para obtener una distribución discretizada espacialmente (esto es, distribuido en una matriz o una malla) de las propiedades eléctricas del subsuelo. En el caso exclusivo de datos de Resistividad Eléctrica, solamente se estima la estructura de la conductividad eléctrica mediante la inversión. Cuando se adquieren datos de PI se estima la estructura de la conductividad eléctrica y de la cargabilidad intrínseca (o la fase intrínseca), y no se pueden invertir datos de PI sin datos de RE. Con datos de PI, se pueden presentar imágenes en términos de los componentes real e imaginarios de la conductividad compleja. Sin importar qué tipo de datos han sido recolectados—ya sea solamente datos de RE, o una combinación de ER e IP—la inversión de datos de tomografía eléctrica involucra un número de pasos y conceptos clave. Por simplicidad, nosotros describimos el proceso de inversión desde la perspectiva de un conjunto de datos exclusivamente de RE, pero las mecánicas y consideraciones presentadas en esta sección se aplican de igual manera a conjuntos de datos combinados de RE y PI.

El objetivo de la inversión de un conjunto de datos de RE es recuperar una distribución de la conductividad eléctrica del subsuelo (**Figura 10)**, $\sigma_{x,y,z}$ (nota: para el dominio de la frecuencia, IP esto sería $\sigma^*_{x,y,z}$) que pudiese haber producido los datos observados (paso 2 y 3 a continuación). El procedimiento general para el modelado inverso consiste en los siguientes pasos:

1. Se inicia con una distribución de la conductividad eléctrica (típicamente un modelo homogéneo correspondiente a la conductividad aparente promedio medida en el campo);
2. Uso de un simulador progresivo, el cual calcula una predicción de los datos para la distribución de conductividades eléctricas dadas utilizando la Ecuación 1 (o Ecuación 5 para IP en el dominio de la frecuencia, e IP en el dominio del tiempo con las advertencias que se enuncian a continuación);
3. Calcular el desajuste entre los datos predichos y observados, y también una medida de la complejidad (por ejemplo, irregularidad) de la distribución de conductividad eléctrica; y
4. Si el desajuste es menor que el criterio para detener la inversión, parar y aceptar la distribución de conductividad eléctrica del subsuelo como el resultado final. De no serlo, modificar el modelo para mejorar el ajuste, y regresar al paso 2.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

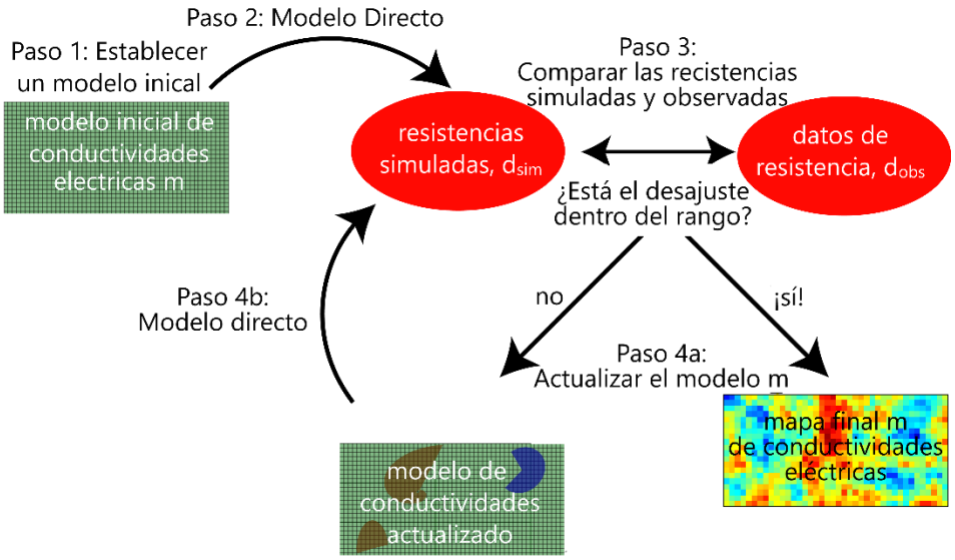


Figura 10 - Una revisión simplificada del proceso de inversión.

En los códigos de inversión, los modelos directos son referenciados repetidas veces con un marco/estructura de optimización para calcular datos de predicción para compararlos con datos observados. La optimización actualiza el modelo iterativamente para mejorar la correspondencia entre predicciones y observaciones. El procesado e inversión de datos puede ser realizada con software disponible comercialmente tales como AGI EarthImager (LaBrecque y Yang, 2001), Res2DInv (Loke y Barker, 1996), o MPT ERTLab, y de dominio público o freeware tales como RESINVM3D (Pidlisecky et al., 2007), E4D (Johnson et al., 2010), ResIPy (Blanchy et al., 2020), pyGIMLIi (Rucker et al., 2017), o SimPEG (Cockett et al., 2015). La mayoría de estos códigos también permiten la inversión de datos de IP. No es nuestro objetivo analizar o comparar estos códigos, pero la mayoría sigue métodos de inversión similares, los cuales están basados en Gauss-Newton, cuasi Gauss-Newton, o algoritmos de descenso más pronunciado (Tarantola, 1987), permitiendo algunos códigos el uso de múltiples algoritmos de inversión. Dependiendo de la selección de parámetros de modelado e inversión, estos códigos se pueden ajustar para producir resultados similares. Los valores por default tendrán grandes diferencias, y no es siempre claro cómo se utilizan ciertos parámetros para la inversión. La selección de varios parámetros de inversión puede ser algo subjetiva y deberá ser guiada por conocimiento previo de la geología del sitio o la naturaleza de los objetivos. Por ejemplo, en un sistema estratificado, uno podría elegir aplicar un suavizado anisotrópico, el cual resultará en un tomograma que tiene una estructura en capas. Para que los resultados sean reproducibles es de vital importancia: (1) reportar todas las elecciones de parámetros incluyendo los valores predeterminados, (2) documentar el algoritmo utilizado por el software, y (3) archivar una copia del código del software o el ejecutable. También se deberán documentar justificaciones de las elecciones de los parámetros. Un ejemplo de cómo los ajustes de inversión afectan los tomogramas es demostrada en la sección 5.2. El proceso para elegir

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

ajustes de inversión deberá ser guiado por información previa, y muchos hidrogeólogos encontrarán útil trabajar junto a un geofísico mientras aprenden técnicas de inversión para estos datos.

Idealmente, la inversión deberá resultar en la distribución verdadera de conductividades eléctricas del subsuelo. En la práctica, esto es imposible por diferentes motivos. En primera, las estimaciones de conductividad eléctrica son comúnmente producidas por bloques con dimensiones de décimas de centímetros hasta varios metros. Por los lados, mientras que la conductividad de la tierra varía en escalas mucho más pequeñas. Por lo tanto, lo mejor a lo que uno puede aspirar es para identificar conductividades de bloque que represente promedios espaciales y ponderados. Adicionalmente, es común la falta de información en los datos para determinar de forma única todos los valores de los parámetros de la conductividad por volumen de los bloques. A diferencia de la imagenología médica, en la que es posible adquirir una vista de 360 grados alrededor del objetivo, TRE está limitado a electrodos en superficie o en pozos a menos de que se trabaje en núcleos de suelo o tanques experimentales, lo cual es parcialmente el por qué la imagenología medica ofrece una resolución más alta comparada a las imágenes derivadas de estudios geofísicos. El resultado de la limitada información disponible se conoce como *problema mal condicionado*, lo cual describe una propiedad de problemas de inversión de matrices en los cuales una sensibilidad limitada de los datos a los valores de los parámetros causa incertidumbres en los datos (por ejemplo, mediciones de resistencia) y puede conllevar a errores mayores en los parámetros estimados (por ejemplo, valores de conductividad eléctrica). Este mal condicionamiento usualmente se rectifica mediante *regularización*, que impone restricciones adicionales en el modelo estimado para obtener un conjunto único de soluciones estables, como se describe a continuación. Adicionalmente, como se acaba de explicar, dependiendo de la discretización de la cuadricula de diferencias finitas o la malla de elemento finito utilizado para aproximaciones numéricas de las ecuaciones 1 o 5, algunos cuadripolos podrían ser modelados pobremente. Por ejemplo, el modelo inverso no será capaz de replicar correctamente estos datos. Finalmente, una representación correcta de errores en los datos (por ejemplo, utilizando mediciones reciprocas o apiladas como se describió anteriormente) es necesaria para asegurar la calidad de los resultados de la inversión que no se sobre- o sub- ajustan a las mediciones.

Los paquetes de software de resistividad que incorporan mediciones de PI en el dominio del tiempo modelan la distribución de la cargabilidad intrínseca además de la conductividad eléctrica. En contraste, las mediciones en el dominio de la frecuencia son procesadas con algoritmos que modelan la distribución eléctrica compleja conforme a la Ecuación 5. La magnitud y fase de la conductividad eléctrica, o las partes real e imaginaria de la conductividad eléctrica compleja, pueden ser representadas en una imagen. La cargabilidad aparente medida y la fase aparente medida son directamente proporcionales

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

entre ellas, aunque la constante de proporcionalidad cambiará dependiendo en cómo se configure un instrumento en el dominio del tiempo (Slater y Lesmes, 2002). Consecuentemente, las mediciones en el dominio del tiempo pueden ser modeladas utilizando la Ecuación 5 si esta constante de proporcionalidad es definida. (Mwakanyamale et al., 2012).

4.2 Regularización en la Inversión para Generación de Tomografías Eléctricas

La mayoría de los problemas tomográficos en la geofísica son resueltos con un número excesivo de parámetros del modelo y utilizan regularización para crear una solución matemáticamente estable (p.ej., Constable et al., 1987). Debido a estos problemas, este problema no linear es resuelto utilizando inversión iterativa (Tripp et al., 1984; Daily y Owen, 1991). La solución al problema inverso de RE es una sección cruzada o un volumen de valores de conductividad y es usualmente basado en una minimización no linear de mínimos cuadrados de una función objetivo en dos partes, *F*, la cual es dada por la Ecuación 9a.

$$F = \|C_D^{-0.5}(d_{obs} - g(m))\|^2 + \varepsilon\|Dm\|^2 \quad (9a)$$

Esto también puede ser escrito como la Ecuación 9b.

$$F = \left(d_{obs} - g(m)\right)^T C_D^{-1}(d_{obs} - g(m)) + \varepsilon m^T D^T Dm \quad (9b)$$

donde (para el caso exclusive de inversión de TRE):

d_{obs} = Vector de Resistencia eléctrica ($\Delta V/I$) o mediciones de resistividad aparente, donde la longitud del vector es igual al número total de cuadripolos.

$g(\,)$ = Modelo directo para potencial eléctrico (Ecuación 1 o 5), que produce los valores estimados de las mediciones.

m = Vector de estimaciones de parámetros, (registro de conductividad eléctrica).

C_D = Matriz de covarianza de la incertidumbre o errores de los datos (frecuentemente es dónde la diagonal de la matriz está definida por mediciones recíprocas o apiladas, y los valores no diagonales son cero), lo cual define que tan seguros estamos en nuestras mediciones. Esta matriz frecuentemente incluye una medida de errores de modelado, como se describe en la sección 4.3 a continuación.

ε = Parámetro de regularización que determina la importancia dada a la apariencia suavizada del campo de conductividades eléctricas relativa al desajuste entre las resistencias observadas y calculadas. Un valor ε

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

excesivamente pequeño minimizará el error residual entre las resistencias medidas y calculadas y puede sobre ajustar los datos, produciendo una heterogeneidad espuria en la solución. En contraste, un valor ε excesivamente alto identificará un campo de conductividad eléctrica demasiado suavizado que puede no ajustar los valores (resistencias) medidas en campo adecuadamente. (ver, por ejemplo, Tikhonov y Arsenin, 1977).

D = matriz de regulación que establece la ponderación del modelo, que puede ser tanto definida por un operador discretizado de derivación especial o estar basado en la covarianza de los parámetros del modelo (Tarantola, 1987; Gouveia y Scales, 1997; Kitanidis, 1997; Vasco et al., 1997; Day-Lewis et al., 2003). Esta matriz define como se relaciona cada pixel uno con el otro.

La primera parte de la función objetivo es el término de *desajuste de* datos, que minimiza la discrepancia entre datos de resistencia en campo (o resistencia y mediciones de PI para inversión de PI) y las resistencias computadas (o resistencias y mediciones de PI para inversión de PI) basados en la Ecuación 1 o Ecuación 5, entre errores de medición. La segunda parte es el término de regularización, frecuentemente llamado *rugosidad del modelo,* si lo que se busca es suavizado, el cual normalmente minimiza la rugosidad (o maximiza el suavizado) del campo de conductividades eléctricas y permite para un problema inverso correctamente planteado. Este término es requerido debido a la sobre parametrización del problema inverso, lo que significa que la información proporcionada por las mediciones no puede resolver de manera única cada uno de los parámetros de la conductividad. Es posible ser creativos con el término de regularización, dependiendo en información previa disponible para desarrollar un modelo conceptual (p.ej., Caterina et al., 2014; Nguyen et al., 2016; Hermans et al., 2016).

En un problema inverso no lineal, los parámetros del modelo son actualizados de forma iterativa mediante soluciones repetidas de un sistema de ecuaciones linealizado para Δm en iteraciones sucesivas. Este acercamiento resulta en el cambio de la regularización durante el proceso iterativo. Este proceso vuelve complicado mapear el efecto de la regularización a través del proceso de inversión, y consecuentemente altera inferencia cuantitativa de las imágenes. La actualización aparece como se muestra en la Ecuación 10.

$$[J^T C_D^{-1} J + \varepsilon D^T D]\Delta m = J^T C_D^{-1}(d_{obs} - g(m_{k-1})) - \varepsilon D^T D m_{k-1} \quad (10a)$$

$$m_k = m_{k-1} + \Delta m \quad (10b)$$

donde:

J = Matriz Jacobiana en la iteración k, con elementos $J_{ij} = \frac{\partial d_{sim,i}}{\partial m_j}$

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

m_k = vector de estimaciones de parámetro después de actualizarse en la iteración k

Δm = vector de estimaciones de parámetro actualizado para la iteración k

Aunque la inversión tomográfica con regularización es útil para generar imágenes de estructuras de gran escala (baja frecuencia especial), produce resultados pobres cuando se intenta inferior valores cuantitativos de las imágenes generadas (p.ej., Binley et al., 2002; Singha and Gorelick, 2005; Day-Lewis et al., 2007) debido a la incertidumbre en las inversiones por las razones a discutir en la siguiente sección.

La adquisición e inversión 3-D son cada vez más posibles y apropiadas, a pesar de que muchos usuarios aún utilizan inversión 2-D. Como se mencionó anteriormente, el software disponible comercialmente para inversión 2-D comúnmente invoca la asunción 2.5-D para eficiencia computacional, en la que secciones transversales de 2-D ER son construidas mediante la simulación de flujo de corriente 3-D bajo a asunción de una heterogeneidad 2-D (Dey y Morrison, 1979; LaBrecque et al., 1996). La asunción 2.5-D equivale a asumir que toda heterogeneidad en la sección 2-D representada en la imagen se extiende infinitamente fuera del plano 2-D. Claramente, esta asunción es violada en la presencia de fuertes heterogeneidades 3-D, la cual requiere adquisición y acercamientos de inversión 3-D para ser representado en imágenes correctamente.

4.3 Selección de Parámetros de Inversión para Prevenir el Sobreajuste/Subajuste de Datos

Generalmente, los datos deberán ser ponderados basados en su incertidumbre (reciproca o apilada) medida (Secciones 3.2 y 3.3) para prevenir sobre ajustar o subajustar los datos. En otras palabras, las inversiones deberán generalmente corresponder a los datos dentro de los límites de la incertidumbre (algunas veces llamado error) cuantificado por los errores reciproco o apilados. No obstante, frecuentemente se encuentran datos sistemáticos o fuentes de error dentro de los modelos que no se manifiestan en errores recíprocos o apilados. Por ejemplo, las fuentes de error sistemático pueden surgir de errores en la posición de los electrodos o una variación temporal en la conductividad eléctrica del subsuelo a lo largo del levantamiento. Los errores sistemáticos en los modelos incluyen el error de una de una malla demasiado gruesa (i.e., la incapacidad del modelo para simular los efectos de una heterogeneidad menor a la malla), o la violación de la asunción de heterogeneidad 2-D en inversiones 2-D como se describió anteriormente. Usualmente, no somos capaces de cuantificar estos errores y por lo tanto no podemos dar cuenta de éstos mediante ponderación de los datos; su existencia puede producir artefactos en la inversión si no son considerados. Las fuentes y magnitudes de estos errores son frecuentemente desconocidas y por lo tanto requieren una estimación subjetiva de cómo abordar la ponderación del error por parte del usuario.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Un método común para estimar el error de los datos es provisto por la Ecuación 11.

$$s_i = a_i\big(abs(R_i)\big) + b \tag{11}$$

donde:

s_i = Desviación estándar de la medición de resistencia i

a_i = Factor de escala adimensional que provee el error en términos de la magnitud de la resistencia medida R_i

b = Una resistencia baja indicando la precisión del voltímetro

Como está escrita, la Ecuación 11 permite tener un valor diferente de a_i por cada medición de resistencia i, en la que los valores a pueden estar basados inicialmente en los errores recíprocos o apilados expresados como una fracción decimal. Estos valores pueden ser incrementados hasta que la inversión converge a una estructura de conductividades razonable, punto en el cual fuentes adicionales de error ya estarían consideradas. Este método asume que los errores estándar o recíprocos son proporcionales al error total. De forma alterna, frecuentemente un solo valor a es usado para establecer una ponderación representativa para todas las mediciones de resistencia en casos en los cuales la ponderación de errores individuales sea muy baja. En este caso, es común calcular primero los errores recíprocos promedio para un rango de celdas que divida a los recíprocos en términos de incrementos de resistencia (**Figura 11**). El error reciproco para cualquier valor de resistencia será entonces determinado de la ecuación de la línea. Una manera de probar si los errores recíprocos y apilados representan de forma adecuada el verdadero error en los datos es invertir primero los datos bajo la hipótesis de que los errores recíprocos/apilados cuantifican adecuadamente todas las fuentes de error. Si la inversión (1) no converge (i.e., no puede ajustar a los datos) en un número razonable de iteraciones, (2) resulta en una estructura de conductividad eléctrica excesivamente heterogénea, o (3) produce valores de conductividad eléctrica poco realistas, entonces es posible que los errores recíprocos y de apilamiento no capturen adecuadamente el error verdadero. En este caso, el usuario deberá incrementar el error para producir tomogramas más suavizados o uniformes. El uso de los errores correctos dará como resultado la convergencia dentro de un numero razonable de iteraciones, típicamente de 3 a 10, aunque esto dependerá mayormente del algoritmo de inversión.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

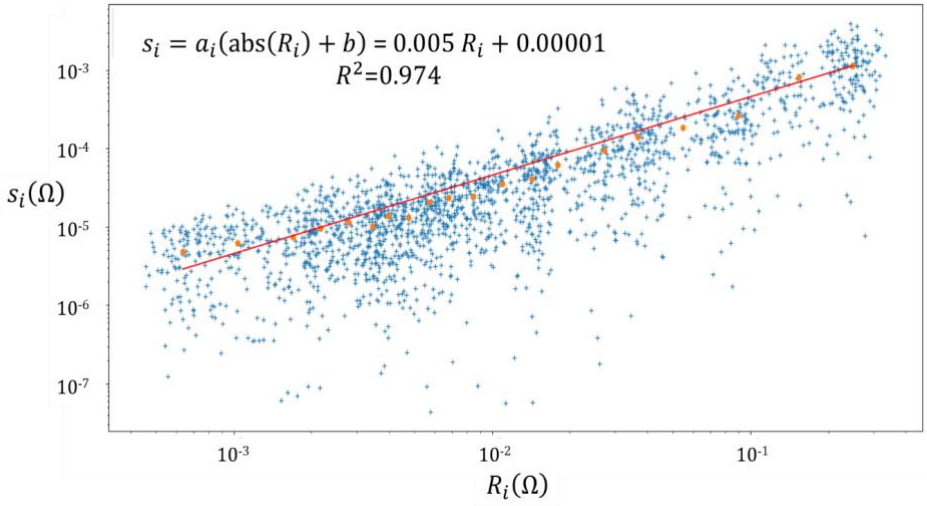


Figura 11 - Ejemplo de una grafica de error recíproco para un conjunto de datos de resistividad eléctrica. Las cruces azules son errores reciprocos individuales mientras que los puntos naranjas son los valores promedio para celdas definidas en términos de un incremento en la resistencia. El ajuste lineal de un error recíproco estimado (si) como función de la resistencia Ri está basado en los valores de las celdas. La gráfica fue creada con ResIPy (Blanchy et al., 2020).

Hay muchas estrategias utilizadas comúnmente para establecer las ponderaciones relativas entre la rugosidad del modelo y el desajuste de los datos en la inversión (Ecuación 9a y b), i.e., el valor de ε. Este problema no es trivial, ya que el intercambio entre términos de la función objetivo controla la variabilidad de la conductividad eléctrica estimada y, finalmente, determina si la información en los datos se está utilizando de manera óptima. Si se está asignando demasiado peso al término de rugosidad, ocurre el subajuste —ya que la inversión no está aprovechando toda la información provista por los datos, lo que resulta en un tomograma demasiado suavizado. En el caso contrario, si se está añadiendo demasiado peso en el término de desajuste de los datos, se obtienen resultados sobre ajustados —los datos están tan bien ajustados que la inversión reproduce ruido, resultando en un tomograma complicado en exceso, con estructuras espurias y posiblemente valores irreales de conductividad eléctrica. Mientras que estos modelos son matemáticamente viables y podrían incluso ajustar a los datos mejor que otros modelos, son geológicamente irreales y es por esto por lo que el arte de la inversión y el conocimiento previo del sistema son importantes.

El *parámetro de intercambio*, ε, es análogo a una perilla para controlar contraste, la cual si se ajusta de manera incorrecta resulta en una imagen que está difuminada en un extremo o ruidosa en el otro. El método más simple para identificar ε es la selección subjetiva por parte del usuario, tal que el tomograma resultante es cualitativamente consistente con el conocimiento existente del rango de conductividades eléctricas del subsuelo y la estructura geológica. Las metodologías más objetivas incluyen la inversión de Occam (Constable et al., 1987), la curva L (Hansen y O'Leary, 1993), y la validación cruzada generalizada (generalized cross-validation GCV) (p.ej., Haber y Oldenburg, 2000;

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Farquharson y Oldenburg, 2004). En general, las tres técnicas producen resultados similares para la mayoría de los conjuntos de datos. Estas aproximaciones son:

- En la inversión de Occam, ε es determinada como parte de la optimización para alcanzar el modelo más suavizado que haga que los datos correspondan al desajuste deseado.
- En el método de la curva L, la inversión es repetida para un número de valores de ε y se construye una gráfica de la complejidad del modelo vs. desajuste de los datos (i.e., el segundo término de la ecuación 9a y b contra el primer término de la ecuación 9a y b). El ε óptimo es tomado como el valor en el codo de la curva con forma de L resultante.
- En GCV, el parámetro de intercambio es identificado basado en un procedimiento análogo a la inversión repetida del conjunto de datos, dejando una medición fuera cada vez, y encontrando el valor de ε que minimiza el error de predicción promedio para los datos eliminados.

Una inversión converge cuando el desajuste de los datos es reducido a un valor establecido. Los criterios para computar el desajuste de los datos son comúnmente basados en el *error ponderado absoluto (*Absolute Weighted Error AWE), algunas veces llamado el *error normalizado* o el *error porcentual* (Percent Error, PE), los cuales para la medición *i* están dados respectivamente como las Ecuaciones 12a y 12b.

$$AWE_i = \frac{\left(d_{obs,i} - d_{sim,i}\right)}{\sqrt{C_{d,i}}} \tag{12a}$$

$$PE_i = \frac{100\%\left(d_{obs,i} - d_{sim,i}\right)}{d_{obs,i}} \tag{12b}$$

donde:

$d_{obs,i}$ y $d_{sim,i}$ = Valores observados y simulados del dato i

$C_{d,i}$ = Varianza del dato i determinado por el estimado de ruido de los datos

AWE y PE = Utilizado para computar el valor de chi-cuadrado normalizado (χ^2) y el valor de la raíz del error cuadrático medio (RECM en español o root-mean-squared error *RMS* en inglés) definida por la Ecuación 13a y 13b respectivamente.

$$\chi^2 = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} AWE_i^2 \tag{13a}$$

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} PE_i^2} \tag{13b}$$

donde:

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

N = número de datos

El valor χ^2 normalizado es un escalamiento lineal del primer término de la función objetivo (Ecuación 9a y b). Es una medición útil del desajuste de los datos ya que proporciona una indicación directa de lo que la inversión está tratando de minimizar (en adición al término de regularización) e incluye la covarianza de los datos (las ponderaciones del error) de manera directa. Cuando el desajuste de los datos en el numerador de AWE es consistente con la estimación del error de los datos en el denominador del AWE, entonces $\chi^2 = 1$. Asumiendo que nuestros datos están ponderados de manera adecuada, entonces $\chi^2 = 1$ es el valor objetivo al que aspiramos para la convergencia. Esto es, de manera ideal nosotros ajustaríamos nuestros datos observados con nuestros datos simulados de una manera consistente con la incertidumbre en las mediciones. El valor del ECM (error cuadrático medio, definido en la ecuación 13b) es equivalente a la desviación estándar de la distribución de PE, y por lo tanto provee una medición intuitiva del desajuste total de los datos en términos del error porcentual sin términos de covarianza. De igual forma, en contraste con el valor χ^2, el valor de ECM es independiente de la ponderación de los datos. Consecuentemente, es posible tener un valor χ^2 cercano a 1 pero un valor del error de la raíz cuadrática media (RECM) si las covarianzas son grandes.

Algunos paquetes de software asumen que la inversión ha convergido cuando los desajustes de los datos están dentro de los limites especificados por el error de los datos, como se describió anteriormente. Otros paquetes soportan la inversión de Occam o utilizan el método de la curva L. Aun así, otros paquetes dejan la decisión de cuando se ha alcanzado la convergencia al usuario, colocando el peso de balancear el intercambio entre el desajuste del modelo y los datos en el juicio arbitrario del científico. En cualquier caso, todas las selecciones de los parámetros de inversión deberán ser registradas y reportadas. Algunos ejemplos de sub- y sobre- ajustamiento son proporcionados en los estudios de caso de la Sección 5.

4.4 Definición del desajuste de datos

En la ecuación 9a y b, el desajuste de datos está basado en una *norma L2* (i.e., como la suma de diferencias entre valores predichos y observados ponderadas y elevadas al cuadrado), lo cual es el primer término en las ecuaciones. La norma L2 es altamente sensible a datos atípicos, por tanto, la necesidad de editar los conjuntos de datos con especial cuidado y remover los datos correspondientes a electrodos con contacto eléctrico pobre o canales con fallas. Varios paquetes de inversión también soportan la minimización del desajuste de datos L1, a lo que se ha referido como *inversión robusta*. La norma L1 está basada en las diferencias absolutas en lugar de diferencias cuadradas y es por tanto menos sensible a valores atípicos (Claerbout y Muir, 1973). La norma L1 también puede aplicarse al término de regularización de la ecuación 9a y b en lugar de la norma L2, lo cual tiende a

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

producir resultados de inversión con forma de bloques y límites muy bruscos. La implementación de la norma L1 en cualquiera de los términos de desajuste de datos o el término de regularización de la función objetivo requieren una reponderación de C_D y/o D respectivamente en cada iteración exterior de una solución iterativa de mínimos cuadrados. Esto es comúnmente llamado Inversión de mínimos Cuadrados Reponderados Iterativamente (Iteratively Reweighted Least Squares inversion (Farquharson y Oldenburg, 1998).

4.5 Cuantificación de la Calidad de la Inversión

Comúnmente se utilizan diversos métodos para obtener conocimiento respecto a la confiabilidad de los tomogramas. Para problemas inversos pequeños, es posible calcular la matriz de resolución del modelo (p.ej., Menke, 1984) y presentar las diagonales, filas y columnas de estas matrices como imágenes de sección cruzada. Conceptualmente, la *matriz de resolución del modelo* es el lente o filtro a través del cual la inversión *ve* la región de estudio. Para un problema de inversión lineal, los parámetros estimados se expresan con la Ecuación 14.

$$m = [J^T C_D^{-1} J + \varepsilon D^T D]^{-1} J^T C_D^{-1} d_{obs} \approx [J^T C_D^{-1} J + \varepsilon D^T D]^{-1} J^T C_D^{-1} J m_{verdadero} \quad (14)$$

En este caso, la matriz de resolución del modelo R está definida como se muestra en la ecuación 15.

$$R = [J^T C_D^{-1} J + \varepsilon D^T D]^{-1} J^T C_D^{-1} J \quad (15)$$

Consecuentemente, las estimaciones de los parámetros son el producto de los verdaderos valores de los parámetros y la matriz de resolución como se muestra en la Ecuación 16.

$$m = R m_{true} \quad (16)$$

Para problemas lineales, en los que J es independiente de $m_{verdadero}$, R puede ser calculado previo a la toma de datos. Dado un estimado de los errores de medición, la matriz de resolución del modelo puede ser calculada utilizando la Ecuación 15 y usado como una herramienta para evaluar y refinar diseños de adquisición hipotéticos y criterios de regularización. En la interpretación de resultados de inversión, R es de utilidad para identificar artefactos de inversión (Day-Lewis et al., 2005). La matriz de resolución del modelo cuantifica la ponderación especial inherente a la tomografía; por tanto, proporciona entendimiento respecto a qué regiones de un tomograma están correctamente determinadas contra pobremente determinadas. Esta información es valiosa si los tomogramas serán convertidos a estimaciones cuantitativas de porosidad, concentración o algún otro parámetro hidrogeológico. El cálculo de las matrices de resolución permanece computacionalmente prohibitivo por varios problemas, particularmente aquellos que

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

involucran la inversión 3-D. Por lo tanto, pocos paquetes de software disponibles comercialmente soportan el cálculo de R, y en su lugar es más común buscar el vector de sensibilidad acumulada cuadrada del problema inverso (S) como se muestra en la Ecuación 17.

$$S = diag(J^T J) \tag{17}$$

Aquí, J es la matriz de sensibilidad definida en la Ecuación 10a y $diag(\ )$ indica los elementos diagonales de una matriz. La matriz de sensibilidad puede ser utilizada para ganar un conocimiento semi cuantitativo respecto a la variación espacial de la resolución sobre un tomograma. Los pixeles con valores altos de sensibilidad están relativamente bien conformados por los datos medidos, mientras que los pixeles con valores de sensibilidad bajos están pobremente conformados. Es importante resaltar que, en contraste con R, S no considera los efectos de los criterios de regularización (contenidos en D) o errores de medición (contenidos en C_D). En cambio, S está basado solamente en la geometría de adquisición y en la sensibilidad de medición. Un ejemplo de mapa de sensibilidad es mostrado en el estudio de caso de la Sección 5.2 y cualitativamente en **Figura 4**. Otra cuestión es determinar si los resultados de la inversión son consistentes con nuestros modelos conceptuales de sitio—esta es una definición diferente de calidad de la inversión. Una buena reseña que explica esta idea es presentada por Linde (2014).

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

4.6 Comprobaciones en los Resultados de la Inversión

Los resultados de una inversión tomográfica son fuertemente afectados por parámetros de inversión específicos y por criterios de regularización, especialmente en presencia de errores de medición grandes. Por lo tanto, es necesario correr múltiples inversiones para ganar una perspectiva respecto a los efectos de las diferentes configuraciones del software, lo cual es la filosofía del análisis por profundidad de investigación discutido anteriormente. Pocas veces los parámetros de inversión por defecto serán los apropiados y la inversión deberá ser guiada por la información previa. La información previa que puede ser de utilidad incluye resultados geofísicos previos, mapas geológicos o hidrogeológicos, y registros de pozos o de perforación. Si las secciones cruzadas de conductividad eléctrica invertidas son inconsistentes con dicha información previa, esto puede indicar que los ajustes son subóptimos o que los supuestos (p.ej., heterogeneidad 2-D) están siendo violados. La **Tabla 1** enlista algunos problemas comunes y sus síntomas y soluciones asociadas. Hacemos énfasis en que la **Tabla 1** no es exhaustiva respecto a los síntomas, problemas y soluciones y las relaciones entre estos. En cambio, se pretende que sea un punto de inicio para que los practicantes del método empiecen a pensar respecto al papel que desempeñan los varios parámetros de inversión.

Tabla 1 - Problemas comunes con los parámetros de inversión y sus síntomas y soluciones asociadas

Síntoma	Posible Problema	Solución
La conductividad eléctrica mínima/máxima estimada es demasiado baja/alta comparada a los valores esperados	La inversión puede estar sobre ajustando los datos	• Parar la inversión en una iteración previa o incrementar el error de medición supuesto
	Puede existir presencia de datos atípicos no aleatorios	• Revisar el conjunto de datos por valores atípicos y editar • Probar la norma L1 para desajuste de datos
El tomograma se ve moteado o parece tablero de ajedrez	La inversión puede estar sobre ajustando los datos	• Parar la inversión en una iteración previa o incrementar el error de medición supuesto en una inversión de Occam
	Puede existir presencia de datos atípicos no aleatorios	• Revisar el conjunto de datos por valores atípicos y editar • Probar la norma L1 para desajuste de datos
La inversión no puede igualar los datos dentro del error recíproco	El algoritmo de optimización puede estar atrapado en un mínimo local	• Cambiar tolerancias de optimización • Incrementar el número de iteraciones

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Síntoma	Posible Problema	Solución
		● Actualizar el Jacobiano con mayor frecuencia ● Cambiar el modelo inicial
	La malla de diferencias finitas o elemento finito puede ser demasiado grueso	● Refinar la malla o la cuadrícula
	La retícula de inversión puede ser demasiado gruesa	● Incrementar el número de parámetros de inversión
	Puede existir presencia de datos atípicos no aleatorios	● Revisar el conjunto de datos por valores atípicos y editar ● Probar la norma L1 para desajuste de datos
El tomograma no se ve como la geología esperada	El criterio de regularización puede estar suavizando/ demasiado al tomograma	● Probar un modelo robusto de desajuste de datos en lugar del modelo de desajuste L2 ● Utilizar regularización anisotrópica ● Probar diferentes criterios de regularización
	La conductividad eléctrica puede no correlacionarse con la litología	● Puede requerirse otra técnica geofísica distinta
	La resolución puede estar sobre la escala de la heterogeneidad pertinente	● Puede requerirse otra técnica geofísica distinta y/o reconsiderar el espaciamiento electródico utilizado
Dos (o más) tomogramas que comparten un pozo se ven presentan inconsistencias en el pozo	Anisotropía eléctrica	● Utilizar una paquetería de inversión con un modelo directo que permita considerar anisotropía de conductividad eléctrica
	Existen datos atípicos en al menos uno de los grupos de datos	● Revisar el conjunto de datos por valores atípicos y editar ● Probar la norma L1 para desajuste de datos

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Síntoma	Posible Problema	Solución
	Analizar los datos en tomogramas individuales cuando deberían ser considerados en conjunto	● Invertir todos los datos al mismo tiempo, en lugar de separarlo en partes
Los tomogramas muestran estrías, rayas o manchas verticales, o manchas de conductividades altas o bajas solo en los pozos	La resolución puede variar enormemente entre los lados respecto al centro del tomograma	● Crear modelos directos sintéticos o hipotéticos del experimento para evaluar la resolución y artefactos plausibles ● Examinar gráficas de la sensibilidad de la inversión o su matriz de resolución ● Modelar los pozos explícitamente

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

5 Estudios de Caso

5.1 Resistividad 2-D Transmitida por el Agua y Perfilaje de Polarización Inducida

5.1.1 Contexto

En esta sección se detalla el estudio de caso de resistividad eléctrica 2-D y la generación de imágenes de polarización inducida reportada en el artículo de 2010 escrito por Slater y colaboradores, el cual se enfocó en mejorar el entendimiento del marco hidrogeológico que regula el intercambio de agua subterránea con agua superficial del río Columbia en el Departamento de Energía de los Estados Unidos Hanford 300 Facility, Richland, Washington, USA. El escenario hidrogeológico básico consiste de un acuífero de grano grueso (la formación Hanford) al cual subyace una unidad confinante de menor permeabilidad y grano fino (la formación Ringold). Un legado de tratamiento y deshecho de residuos nucleares en el sitio que se extiende desde la era de la Guerra Fría resultó en un alto potencial para que aguas subterráneas contaminadas por radionucleidos fueran descargadas al río Columbia. La existencia de paleocanales vestigiales formando incisiones en la Formación Ringold ya ha sido previamente propuesto como proveedor de rutas de flujo preferencial que favorece el veloz transporte de contaminantes del acuífero hacia el río. Los riesgos de contaminación por radionucleidos llevaron a un alto costo de perforación en este sitio, promoviendo el uso de estudios geofísicos para entender la estructura de la región de interacción entre aguas superficiales y subterráneas. Los estudios ejecutados en el agua han sido utilizados exitosamente para investigar procesos costeros y el intercambio entre agua subterránea y superficial en otros sistemas (p.ej., Day-Lewis et al., 2006).

5.1.2 Adquisición de Datos

Los estudios bidimensionales de resistividad y polarización inducida fueron realizados para mejorar las estimaciones de la variabilidad especial a profundidad para el contacto entre la formación Hanford del Pleistoceno y la Formación Ringold, también del Pleistoceno. Los estudios fueron diseñados para buscar evidencia de incisiones en dirección a la Formación Ringold que puedan representar la localización de paleocanales de alta permeabilidad. El razonamiento para la aplicación de PI fue la sospecha de un alto contraste en la susceptibilidad de ser polarizados entre los sedimentos de grano grueso de la Formación Hanford (baja susceptibilidad de polarización) y los sedimentos de grano fino de la Formación Ringold (alta susceptibilidad de polarización). La adquisición de mediciones solamente de RE hubiera sido menos informativa debido a la influencia esperada de variaciones en la conductividad eléctrica del agua subterránea debido a la interacción variable de agua superficial y subterránea en las imágenes eléctricas.

Para caracterizar rápidamente un Amplio tramo del corredor del río, se tomaron mediciones utilizando un arreglo flotante de 13 electrodos de grafito espaciados en

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

intervalos de 5 m remolcados detrás de un bote. En este estudio, las mediciones de RE y PI fueron desarrolladas en aproximadamente 30 km de perfiles lineales 2-D en aguas de profundidades variables entre 2 y 18 m. Los datos fueron adquiridos en Julio de 2008 desde un bote de motor Gregor con casco de aluminio, utilizando un instrumento de 10 canales en el dominio del tiempo para RE/PI (Syscal Pro, Iris Instruments, France) como se muestra en **Figura 12**. Este instrumento en el dominio del tiempo registra la cargabilidad aparente integral (Ecuación 4) determinada por la curva de decaimiento después del corte de corriente. Las mediciones fueron registradas en intervalos entre 0.5 y 3.0 m dependiendo en la velocidad de navegación, resultando en más de 65,000 mediciones a lo largo de los 30 km de la línea.

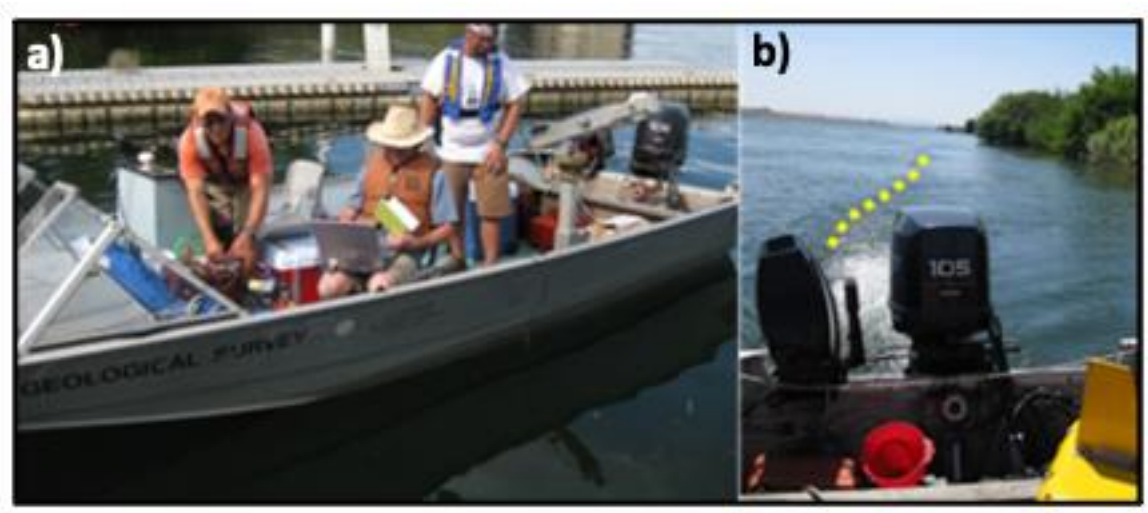


Figura 12 - Fotografías del despliegue del arreglo de adquisición de datos de resistividad transmitida en el agua y polarización inducida en el sitio Hanford. a) Lancha Gregor de motor utilizada para adquisición de datos, b) concepto del arreglo ya desplegado (los símbolos en amarillo representan 8 de los 13 electrodos, los 5 restantes están en cercanías de la lancha).

5.1.3 Procesamiento de datos

Las mediciones de resistividad transmitida en el agua fueron invertidas para una distribución de conductividades y cargabilidades eléctricas en el subsuelo utilizando el software disponible comercialmente RES2DINV (Loke et al., 2003). El espesor variable de la columna de agua fue limitada a una conductividad uniforme y cargabilidad cero (el agua es no polarizable a bajas frecuencias). El conjunto de datos fue tratado como una serie de líneas 2-D casi paralelas para realizar inversiones individuales. Las ubicaciones de los electrodos fueron calculadas mediante un GPS localizado en el bote y conociendo la longitud de las terminales de los electrodos en el cable remolcado por el bote. Cada línea fue entonces invertida utilizando la restricción de regularización de suavizado convencional excepto por la capa conocida de agua superficial.

5.1.4 Interpretación de los Datos

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

La **Figura 13**muestra la inversión 2-D de una línea (línea 20, aproximadamente a 20 m de la costa). Se muestran la distribución de resistividad eléctrica invertida (panel inferior) y la cargabilidad invertida normalizada ($Mn = M/\rho$) (panel superior). Esta normalización de la cargabilidad por la resistividad proporciona una medida directa de la polarizabilidad que no es afectada por variaciones en la conductividad de fluidos en poros y por tanto es exclusivamente relacionada a las propiedades físicas de los sedimentos (Slater y Lesmes, 2002). El lecho del río se muestra como una línea negra.

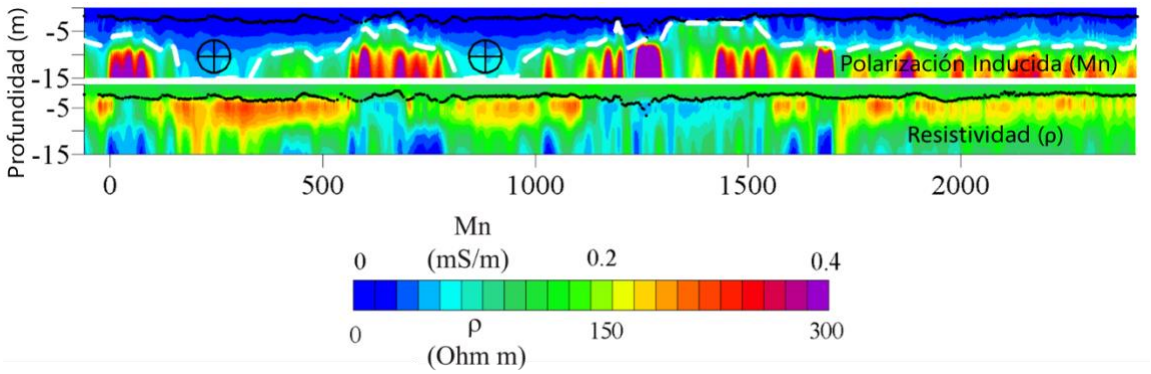


Figura 13 - Imagen de resistividad y polarización inducida 2D adquirida a lo largo de una sección de 3 km del río Columbia, WA, USA. La línea sólida Negra es la base de la columna de agua y la línea blanca segmentada se interpreta como el contacto entre el acuífero y la unidad confinante subyacente. Bajo el contacto del acuífero con la unidad confinante. Modificado de Slater y colaboradores (2010).

Bajo el lecho del río, la imagen de resistividades está compuesta principalmente de una capa de mayor resistividad subyacida por una capa de bajas resistividades que aparenta entrar en contacto con el lecho del río entre los 1100-1500 m a lo largo de la línea. La capa resistive superior fue interpretada como los sedimentos de grano grueso de la formación Hanford, con la capa inferior y de mayor conductividad representando los sedimentos de granos más finos de la Formación Ringold. La imagen de Polarización Inducida (cargabilidad normalizada) provee una imagen mucho más clara de esta estructura hidrogeológica. La columna de agua y los sedimentos gruesos de la formación Hanford son ambos de baja polarizabilidad mientras que los sedimentos finos de la formación Ringold son altamente polarizables. De esta imagen de PI, la variación en la profundidad de la interfaz Hanford-Ringold a lo largo de esta porción de este corredor del río está resaltada (línea blanca segmentada). La imagen de PI revela una fuerte evidencia de la localización de al menos dos paleocanales de grano grueso cortando a los sedimentos Ringold (puntos de mira negros). Uno de estos paleocanales fue subsecuentemente mapeado con mediciones de RE y PI tomadas de forma terrestre (Mwakanyamale et al., 2012). En general, este estudio 2-D de RE y PO mejoró notablemente el entendimiento del marco hidrogeológico a lo largo de este importante corredor del río.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

5.2 Resistividad 4D de un Experimento de Bioestimulación

La inversión en lapsos de tiempo es utilizada frecuentemente para mapear cambios en la conductividad eléctrica a lo largo del tiempo, como podría esperarse de procesos tales como infiltración de agua hacia suelos secos o transporte de trazadores (**Figura 14**). aquí, demostramos los pasos tomados para la toma de datos en el campo y los impactos de las decisiones de inversión utilizando un estudio de caso en la antigua Oficina de Reutilización de Defensa y Marketing Brandywine (Brandywine Defense Reutilization and Marketing Office DRMO), la cual es una instalación inactiva de 3 hectáreas controlada administrativamente por la Base de la Fuerza aérea Andrews (Andrews Air Force Base AAFB) y está localizada aproximadamente 13 kilómetros al sur-sureste de la AAFB en Brandywine, Maryland, Estados Unidos. El patio de DRMO Brandywine fue utilizado de 1943 a 1987 para almacenamiento temporal de material de chatarra y residuos peligrosos generados por diferentes unidades del Departamento de Defensa en la región y está actualmente clasificado como un sitio Superfund. El contaminante primario del agua subterránea en el antiguo DRMO es tricloroetileno, el cual se ha esparcido más allá de la propiedad de la AAFB hacia propiedades comerciales y residenciales adyacentes (United States Air Force, 2006). Resaltamos que este estudio de caso muestra el estado del arte en términos de adquisición de datos, inversión y análisis, especialmente para un Sistema 4-D, y no el estado de la práctica, que permanece como inversiones estáticas 2-D al momento de escribir este libro.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

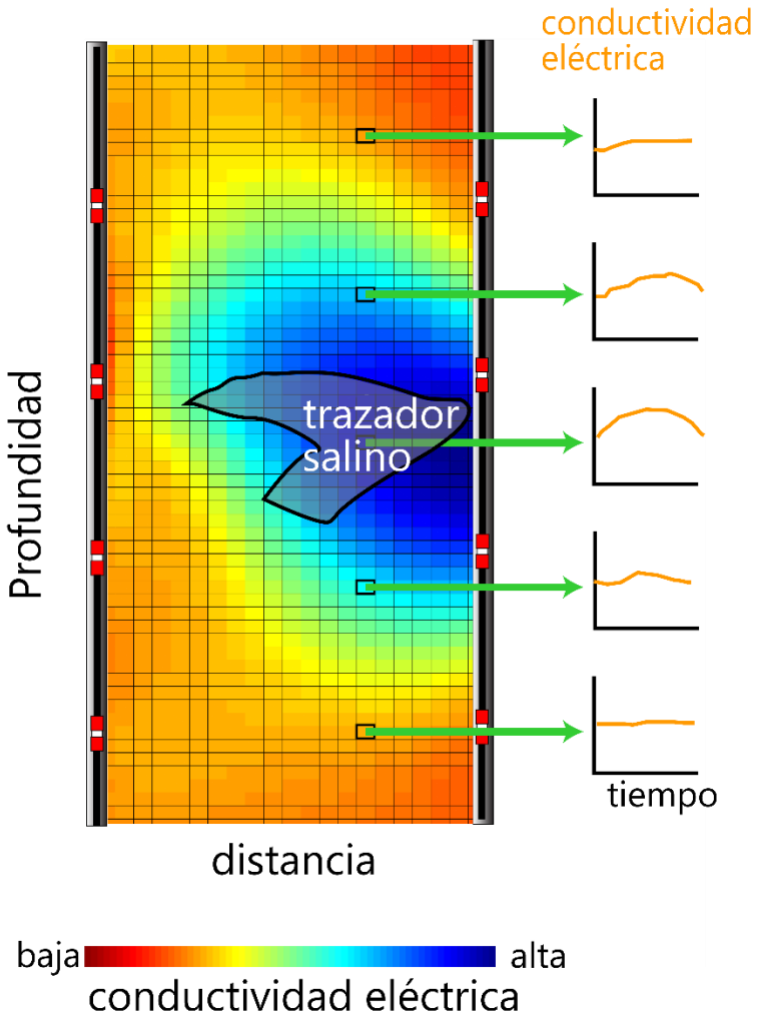


Figura 14 - Schematic of a cross-well inversion from a system with active changes—in this case, the movement of an electrically conductive tracer. By looking at a series of inversions through time, we would see changes in conductivity at particular pixels, as demonstrated by the "pixel breakthrough curves" (e.g., Slater et al., 2000) on the right.

Para remediar los contaminantes del agua subterránea en el sitio, se inició un esfuerzo de bioestimulación en 2008. Este esfuerzo involucró inyectar agentes remediadores al subsuelo para incrementar la actividad microbial asociada con la biodegradación por contaminantes. Un Sistema autónomo de monitoreo de RE cross-well fue instalado en el sitio para demostrar y validar la utilidad de mediciones geofísicas para proporcionar información oportuna y factible en el comportamiento espaciotemporal de los remediadores inyectados al subsuelo.

5.2.1 Sistema de Monitoreo de RE

La configuración de RE Brandywine consiste en 7 pozos con 15 electrodos cada uno para un total de 105 electrodos (ver la **Figura 15** y también Johnson et al., 2014). Los electrodos en los pozos son ordenados para optimizar la definición de la distribución de los

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

cambios en la conductividad eléctrica volumétrica a lo largo de un lapso de tiempo causados por la inyección, migración y reacción del bioestimulante.

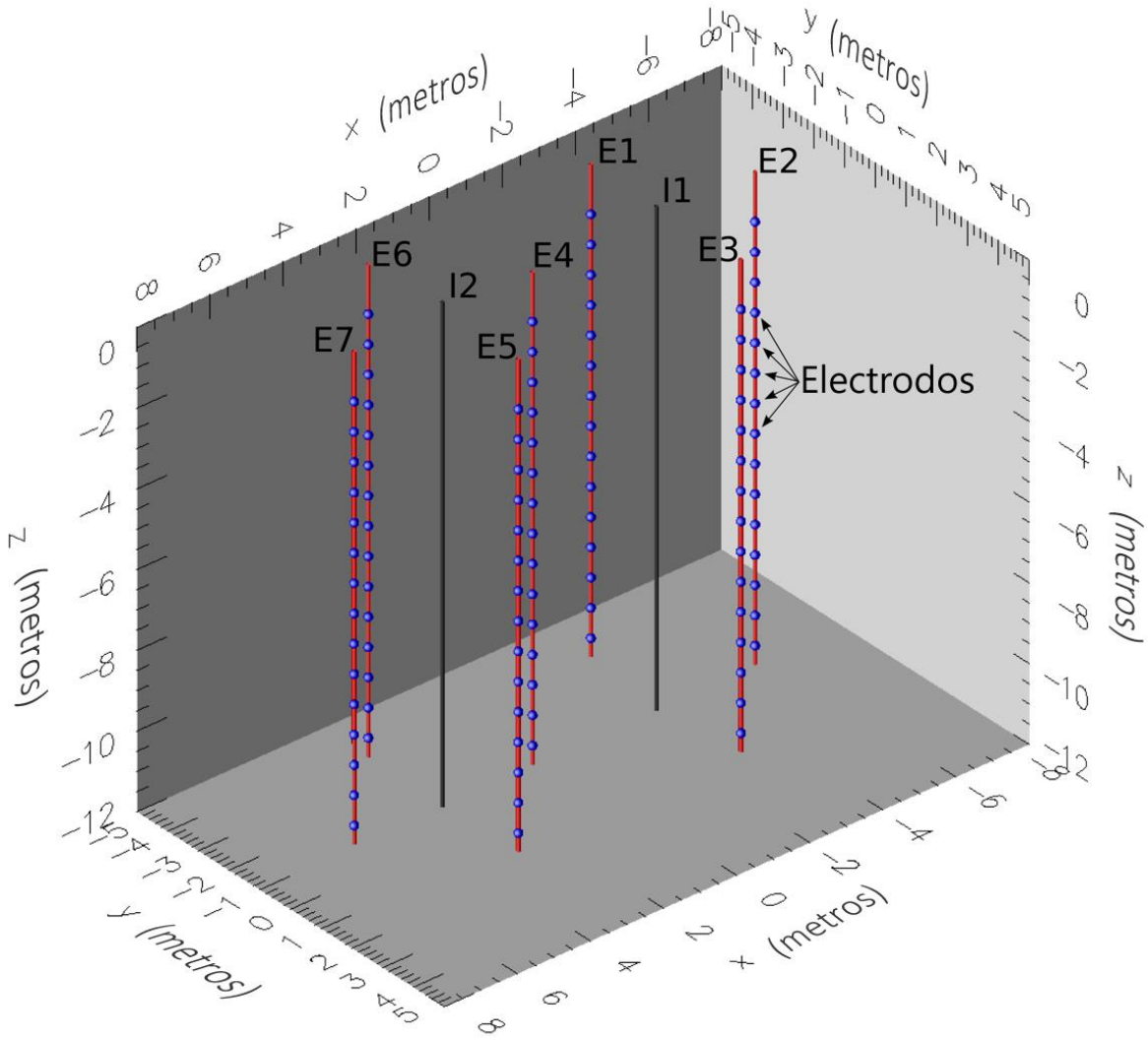


Figura 15 - Configuración de los pozos y electrodos de RE en el antiguo sitio de la Oficina Brandywine de Reutilización de Defensa y Marketing, Maryland, USA. Las lineas rojas (E1 hasta E7) representan arreglos de electrodos en pozo, los puntos azules representan electrodos (15 por pozo), y las líneas negras (I1 y I2) muestran las ubicaciones de inyección del bio agente remediador.

5.2.2 Toma de datos y Diseño Experimental.

Un instrumento MPT-ER[1] fue utilizado para recolectar 10,939 mediciones dipolo-dipolo en una variedad de configuraciones in-well y cross-well, incluyendo mediciones reciprocas completas (i.e., 21,878 mediciones en total). El Sistema MPT-ER utiliza una Fuente de voltaje externa para los electrodos de inyección de corriente, la cual fue establecida a 150 V para este estudio. Los electrodos de Fuente de corriente y de potencial

[1] Cualquier uso de marcas, productos o nombres de firmas es únicamente por propósitos descriptivos y no implica aprobación por parte del gobierno de los Estados Unidos.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

fueron elegidos de acuerdo con un archivo de planificación de mediciones proporcionado por el usuario y el intercambio entre electrodos fue completado mediante una unidad de control y una serie de multiplexadores adjuntos a los cables de los electrodos. Los conjuntos de datos de la línea base fueron recolectados previo a las inyecciones de los remediadores y los datos equivalentes fueron recolectados dos veces al día por aproximadamente tres años después de las inyecciones. La remediación consistió en un bio estimulante patentado basado en lactatos con una conductividad de fluidos considerablemente mayor que la conductividad del agua subterránea. Dos inyecciones sucedieron utilizando métodos de empuje directo (i.e., un tubo con una apertura en el extremo es empujada hacia el subsuelo), una en la localización 11 y otra en la localización 12 en **Figura 15**. Por cada inyección, el tubo de empuje directo fue insertado hasta aproximadamente 12 m por debajo de la superficie, donde aproximadamente 113 L de remediador fue inyectado. La tubería fue entonces removida aproximadamente 0.3m y otros 113 L fueron inyectados, repitiendo este procedimiento hasta aproximadamente 1 bajo la superficie del suelo. Los datos de TRE no fueron recolectados durante las inyecciones, pero comenzaron poco tiempo después de que las inyecciones concluyeron. De manera importante, la formula del remediador fue modificada entre inyecciones de manera tal que el remediador inyectado en I1 tenía una mayor conductividad de fluidos que el remediador inyectado en I2.

5.2.3 Garantía y Control de Calidad de los Datos

Como se mencionó anteriormente, el control de calidad es función de la corriente inyectada, la cual depende del voltaje aplicado a los ↗de corriente, a la resistencia de contacto electródica, conductividad eléctrica del medio, y la distancia entre electrodos. La calidad de los datos también es una función de los errores aleatorios y sistemáticos. Como se detalló en la Sección 3, el error aleatorio puede ser resultado de varios factores, tales como: (1) factores de geometría alta, los cuales resultan en un radio señal a ruido pobre; (2) resistencia al contacto elevada, la cual ocurre cuando los electrodos están en poco contacto con la formación; (3) corriente insuficiente (i.e., baja relativa a lo que en realidad se necesita); y (4) ruido eléctrico ambiental aleatorio. Como se discutió en las secciones 3.2 y 3.3, los errores aleatorios pueden ser cuantificados a partir de mediciones apiladas y/o recíprocas. Es importante eliminar (o ponderar adecuadamente) los datos con errores aleatorios elevados de manera previa a la inversión.

Los histogramas y las estadísticas sumarias de la reciprocidad previa al filtrado y las distribuciones de resistividad aparente para los datos de Brandywine se muestran en **Figura 16**. Eliminamos los datos con error de apilamiento mayor a 3 por ciento, reciprocidad mayor a 10 por ciento, o corrientes aplicadas menores a 10 mA. También eliminamos datos con resistividades aparentes menores a cero o mayores a 7000 ohm-m, la cual hubiera excedido la resistividad esperada para arenas en un medio saturado en el sitio. Las resistividades aparentes superiores a 7000 ohm-m (71 mediciones) componen la cola del histograma y fueron asumidas como datos anómalos en este caso (**Figura 16**). Este

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

filtrado de datos se llevó a cabo de forma externa al software de inversión. Los filtros de editado para corriente, reciprocidad y resistividad aparente removieron 90, 58 y 751 mediciones, respectivamente, dejando 10,040 de 10,939 mediciones para una reducción de datos total de aproximadamente 9 por ciento. Se debe notar que este tipo de filtrado de datos no es requerido; es posible invertir conjuntos de datos con todos los datos obtenidos, especialmente si se está ponderando cada medición individualmente mediante su error de dato. A pesar de esto, puede resultar de utilidad remover datos particularmente pobres — criterio para el cual cambiará con cada equipo de campo tal que los valores aquí no deben pensarse apropiados en todos los sitios—ya que no existe necesitad para que el modelo trabaje en ajustarse a estos.

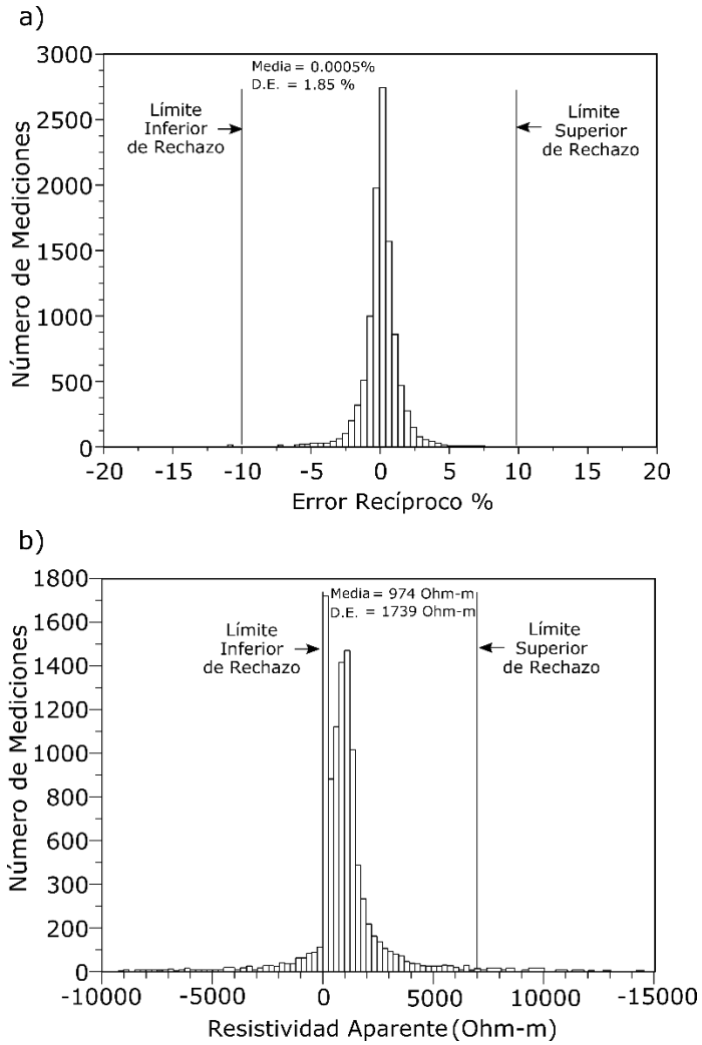


Figura 16 - a) Histograma de error recíproco mostrando los límites de rechazo de datos del 10 por ciento y sus estadísticas asociadas. Un total de 58 mediciones fueron rechazadas debido a un error recíproco excesivo; b) Histograma de resistividades aparentes y límites de rechazo. Un total de 1316 mediciones fueron rechazadas debido a resistividad aparente excesiva o negativa.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Como se discutió en la Sección 3.3, las mediciones reciprocas son comúnmente consideradas por proporcionar una cuantificación representative de los errores aleatorios, incorporando el error del instrumento, error surgido por fuentes de corriente antropogénicas cercanas, tormentas eléctricas, y/o efectos físicos aleatorios que violan la Ecuación 1 (o la Ecuación 5). A pesar de esto, en este caso, los errores recíprocos son pequeños y tienen una desviación estándar de 1.8 por ciento (Figura 16a). Como se muestra en la siguiente sección, el error recíproco no representa el error total (ya sea aleatorio o sistemático como se discutió en la Sección 4.3) y es inapropiado utilizarlo como criterio para detener las inversiones.

5.2.4 El Efecto de la Ponderación de datos y Ponderación Regularizada en Inversiones Previas a la Inyección

Las inversiones fueron realizadas utilizando un código de inversión y modelado de RE de elemento finito 3-D (E4D↗) desarrollado en el Laboratorio Nacional Pacific Northwest. E4D fue implementado en paralelo para facilitar la inversión de conjuntos de datos de conductividad eléctrica 3D grandes. No obstante, los datos de Brandywine DRMO aquí presentados podrían ser fácilmente manejados por códigos de inversión serial comercialmente disponibles en una estación de trabajo estándar. Los principios y efectos de ponderación de los datos y del modelo (i.e., estimación del ruido en los datos y regularización) mostrados aquí también son válidos a trabajar en códigos comercialmente disponibles.

Hacemos énfasis en que, para la mayoría de los estudios de RE, las elecciones de ponderación y regularización de los datos afectarán fuertemente a los datos, y es crítico experimentar con diferentes aproximaciones para ayudar a distinguir artefactos de rasgos geológicos. Rasgos comunes a un conjunto de tomogramas invertidos del mismo conjunto de datos con diferentes configuraciones debería generar un cierto grado de confianza para interpretar, mientras que rasgos que resultan solamente para una configuración de inversión o regularización especifica son más factibles a ser artefactos. Para demostrar este concepto, nosotros invertimos los datos de Brandywine bajo una variedad de elecciones para error y regularización de datos. Para el caso base, utilizamos la Ecuación 11 para estimar el ruido de los datos con $a = 0.15$ y $b = 0.10$ ohms. Esta decisión fue el resultado de prueba y error utilizando diferentes estimaciones de ruido, incluyendo errores recíprocos directos, y comparando los resultados de la inversión unos con otros y con la geología general obtenida de muestras de núcleos. Para la regularización del caso base, utilizamos una restricción isotrópica del vecino más cercano, en la que los elementos en la vecindad son incentivados a ser equivalentes en la conductividad volumétrica a pesar de su orientación con respecto al otro. La inversión resultó con un valor ε grande, y ε fue disminuido solamente cuando χ^2 entre iteraciones disminuyó por menos de 5 por ciento. Esta restricción y procedimiento de "enfriamiento ε fue elegido para asegurar que cualquier

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

heterogeneidad introducida a la solución inversa requiriera estar ajustada a los datos (i.e., para asegurar una solución *parsimoniosa*, o simple).

Para demostrar los efectos del criterio de parada en los resultados de la inversión, mostramos ejemplos de resultados de inversiones con diferentes desajustes de datos en **Figura 17** y **Figura 18**. Noten que, para la mayoría de los paquetes de inversión, el criterio de parada está basado en alguna medición del desajuste de los datos como se discutió anteriormente (p.ej., RMS o χ^2). Debido a que los errores de apilamiento y recíprocos no representan el error real (i.e., el error estimado por la ecuación 11), la determinación del desajuste adecuado es algo subjetiva. Por lo tanto, el juicio y la información de los antecedentes son críticas para determinar un ajuste de datos apropiados, como se indica por la cantidad y distribución de heterogeneidad en la solución inversa. Por ejemplo, en este caso, las muestras de nucleas tomadas durante la instalación de los pozos de RE indicaron una capa superior de arenas y limos finos, una zona intermedia de arenas gruesas y gravas que constituyen el acuífero, y una unidad confinada subyacente de grano fino. Las profundidades de contacto aproximado corresponden bien a los cambios de conductividad eléctrica en el tomograma "apropiadamente" ajustado en la **Figura 17**b, lo cual sugiere una ponderación de datos y un criterio de parada apropiados para esta inversión.

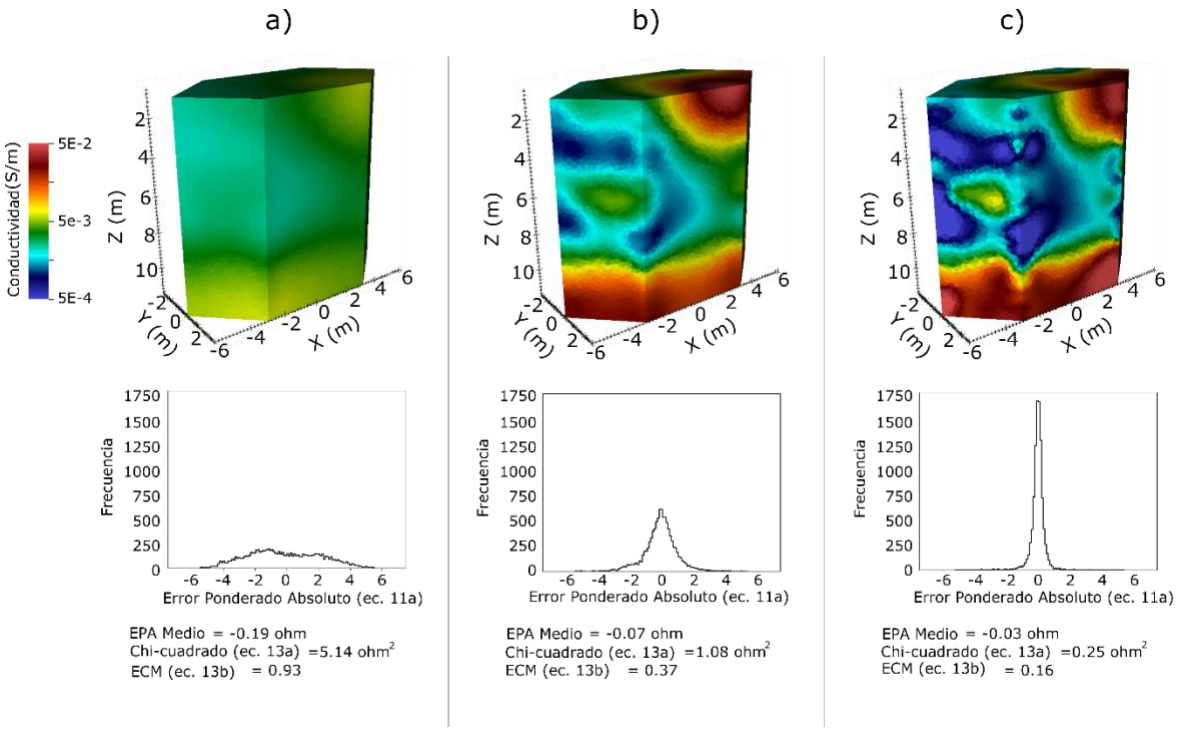


Figura 17 - Una demostración de sobreajuste y subajuste de datos. Aquí, el ruido de los datos es estimado por la Ecuación 11 utilizando a = 0.15 and b = 0.1 ohm. a) Un modelo inverso excesivamente suavizado debido a subajuste de datos. b) Un modelo inverso con datos ajustados apropiadamente. c) Un modelo inverso con una heterogeneidad excesiva debido a sobreajuste de datos.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

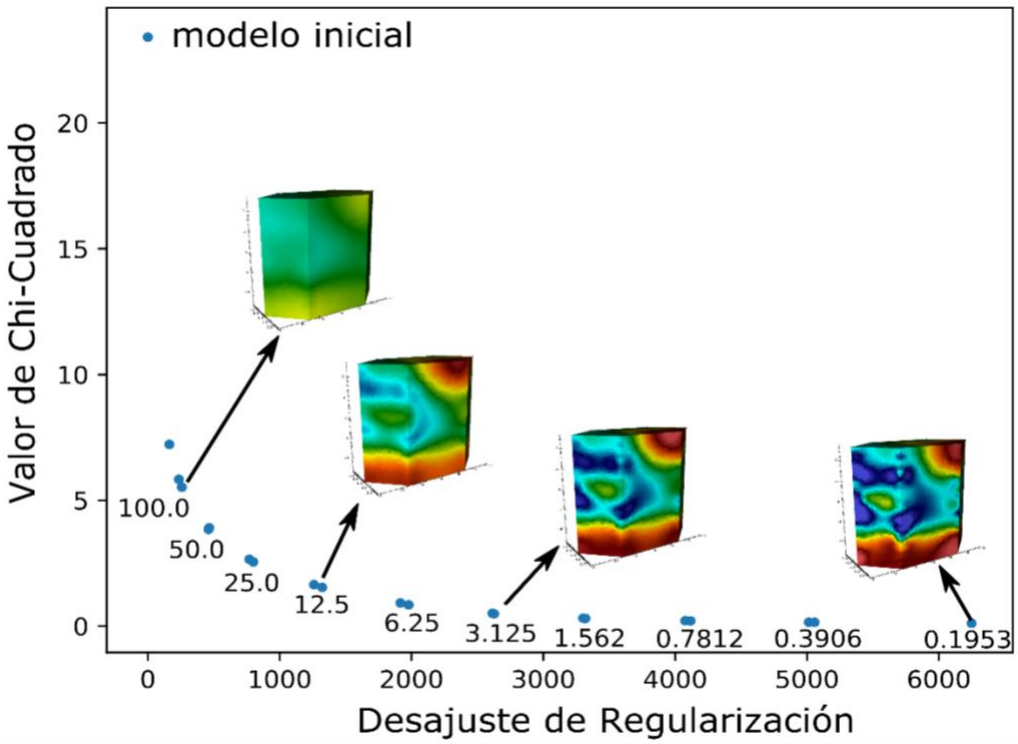


Figura 18 - Gráfica de curva L para la inversión de Brandywine. Cada punto y marca en la gráfica muestran una iteración de la inversión y su valor de ponderación regularización (ε) utilizado para esa iteración. Conforme ε decrece, se introduce más heterogeneidad a la solución para disminuir el valor χ2, resultando en un incremento en el desajuste de la regularización. Se muestran visualizaciones representativas de la solución inversa en iteraciones específicas para ilustrar la complejidad del modelo conforme avanza la inversión.

La **Figura 18** muestra la representación de curva L de la solución inversa. Cada punto en la curva L representa una iteración de la inversión, con el término de regularización de la Ecuación 9a y b en el eje horizontal y el valor χ^2 (desajuste de datos) en el eje vertical. Cada punto en la curva L representa una sola iteración de la solución inversa. En el modelo homogéneo inicial, el valor χ^2 es alto, pero el desajuste de datos es cero. Conforme progresa la inversión, se introduce la heterogeneidad a la solución para disminuir el valor de χ^2, causando un incremento en el desajuste de regularización. Cuando el desajuste en el valor χ^2 es pequeño entre iteraciones (como es denotado por dos puntos cerca uno del otro en la curva L), la ponderación para regularización (i.e., el valor ε) es disminuido un 50 por ciento, permitiendo a la inversión incluir más heterogeneidad y disminuir χ^2 en la próxima iteración. En el final de la cola de la curva L, cada decremento en ε tiene como resultado un gran incremento en la heterogeneidad, pero solo un pequeño decremento en el valor χ^2. En este punto, se asume que el punto para detener la inversión ha sido excedido y la inversión está ajustando ruido, por lo tanto, está incluyendo artefactos a la solución. Debido al modelo de error de datos utilizado en este ejemplo, un valor de χ^2 normalizado de 1.08 fue alcanzado en $\varepsilon = 6.25$, resultando en la solución mostrada en **Figura 17**b.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Además de un criterio de parada, el esquema de ponderación de datos puede tener grandes efectos en los resultados de la inversión. La **Figura 19** muestra dos inversiones con valores de desajuste de datos comparables [en términos del error cuadrático medio (ECM)] pero diferentes esquemas de ponderación de datos. La **Figura 19**a muestra resultados para el mismo esquema de ponderación de datos y de regularización que se utilizó para las inversiones en la **Figura 17**b. La **Figura 19**b utiliza las desviaciones estándar de los datos establecidas en un valor de 0.1 ohm. Además de la ponderación de datos, todos los parámetros de inversión para los tomogramas en las **Figura 19**a y 19b son iguales, y la inversión es capaz de iterar hasta un ECM de ~0.37. El alto valor χ^2 en la **Figura 19**b sugiere que la desviación estándar constante de 0.1 ohm subestima el error verdadero. Esto es, ajustar los datos a un valor de χ^2 igual a 1 en este caso hubiera sobre ajustado los datos, generado artefactos, y producido resultados de inversión menos significativos. A pesar de esto, la similitud entre los tomogramas para el mismo valor de ECM sugiere que la constante de error estimada es útil como un ponderador relativo de los datos para este caso.

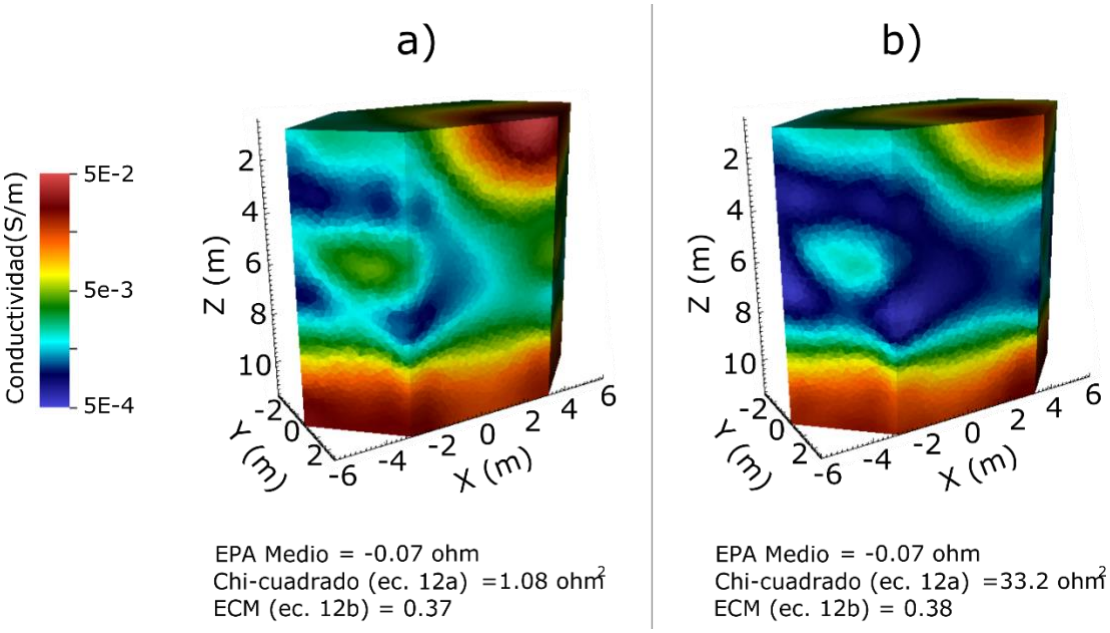


Figura 19 - Efectos de la ponderación de datos en la solución inversa. a) Las desviaciones estándar de los datos son estimadas con la Ecuación 11 utilizando a = 0.15 y b = 0.10. b) Las desviaciones estándar de los datos están fijadas a un valor constante de 0.1 ohm. Cada inversión fue ajustada a aproximadamente el mismo valor de Error Cuadrático Medio (Ecuación 13b). El valor alto de χ2 (Ecuación 13a) de la inversión B sugiere que los errores de datos utilizados para B subestiman los errores reales encontrados en las condiciones de campo. Las diferencias entre las inversiones en a) y b) son debido a los diferentes énfasis colocados en diferentes datos por el proceso de ponderación.

Los resultados de la inversión también pueden verse gravemente afectados por el esquema de regularización, particularmente en casos en los que los datos son ruidosos y/o los parámetros estimados no están correctamente restringidos por los datos. Esto es, los efectos de regularización son dependientes de la habilidad de los datos para resolver la

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

conductividad eléctrica en todas las partes del modelo, con la capacidad de resolución variando espacialmente (p.ej., **Figure 4**). La regularización tendrá una influencia más fuerte en partes del modelo menos determinadas por los datos. Para demostrar los efectos de la regularización, mostramos tres inversiones con diferentes esquemas de regularización en la Figure 20. Aunque existen diferencias importantes, las características principales de la inversión son similares, lo cual sugiere que estas características están relativamente bien resueltas por los datos. Es Buena práctica invertir datos con varios esquemas de regularización diferentes, ya que esto proporciona entendimiento respecto a qué rasgos están restringidos por los datos y cuales rasgos podrían estar controladas por la regularización. La determinación de qué rasgos de inversión están restringidos por los datos y cuales son factibles a estar siendo causados por la regularización también puede realizarse mediante *la estimación del modelo*. La mayoría de los métodos para estimar modelos requieren computar la matriz de resolución (Ecuación 15), lo cual solo es factible realizar para problemas inversos relativamente pequeños. A pesar de esto, un indicador de la resolución es dado por el vector de sensibilidades S (ecuación 17), el cual muestra la sensibilidad general que tiene cada región del modelo a los datos. El vector de Sensibilidad S para la solución inversa en la solución en **Figura 17**b se, muestra en la **Figura 21**. Debe notarse que la sensibilidad es mayor cerca a los electrodos y en regiones con menor conductividad eléctrica. Esto es, un cambio en la conductividad eléctrica en la parte resistiva del modelo tendrá una mayor influencia en los datos que un cambio en conductividad eléctrica en la parte conductiva.

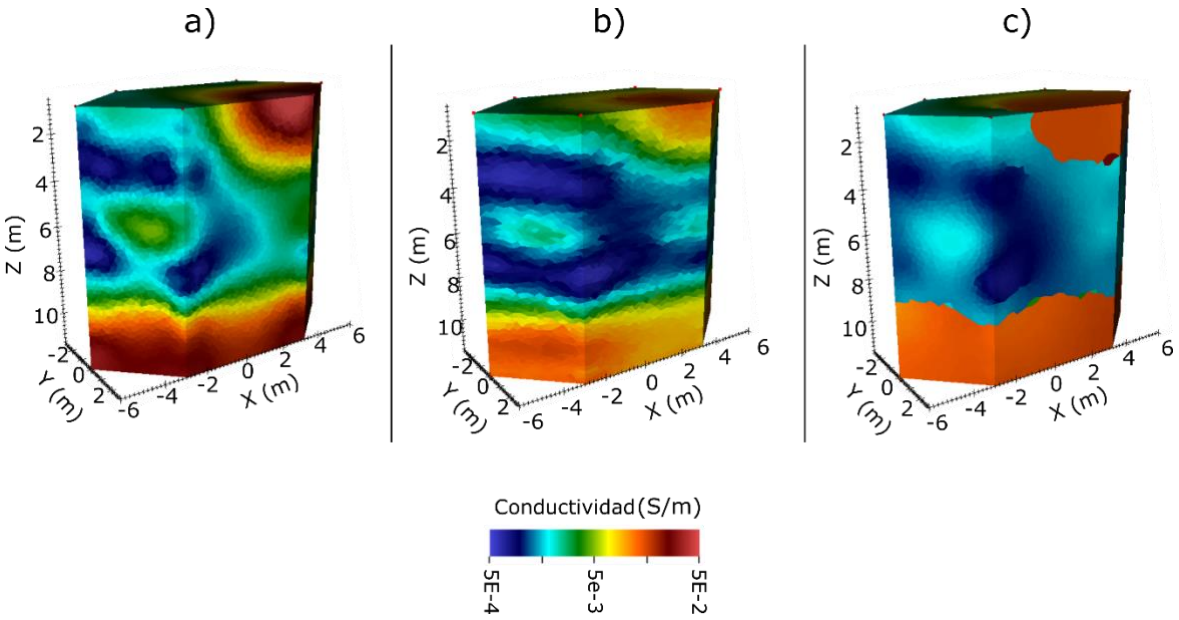


Figura 20 - a) Solución inversa con restricciones isotrópicas del vecino más cercano. b) Inversión con restricciones anisotrópicas de suavizado de vecino más cercano, propiciando homogeneidad en el plano horizontal (i.e., una estructura estratificada). c) Regularización híbrida que fomenta una estructura en bloques en límites de conductividad abruptos. Los datos fueron ponderados equivalentes a la ponderación utilizada en **Figura 14** y ajustados a un χ^2 normalizado de ~1.0 y un valor de ECM ~0.30 en cada caso.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

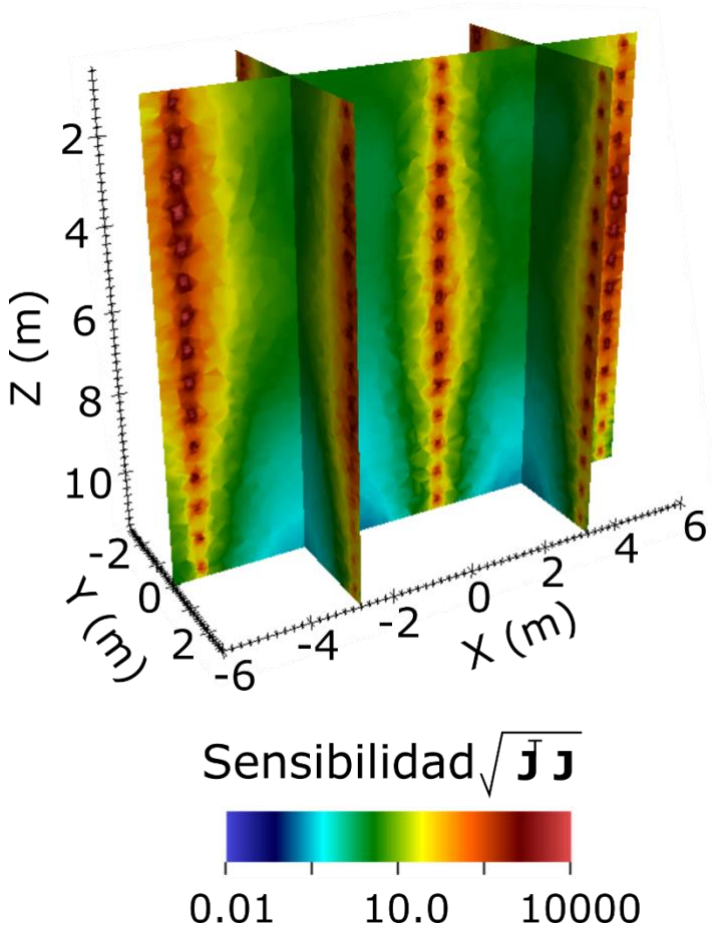


Figura 21 - Distribución de sensibilidad cuadrada (S en la Ecuación 17) para la solución inversa en la **Figura 17**b. Las sensibilidades mayores se encuentran cerca de los electrodos y en regiones de conductividad eléctrica menor.

5.2.5 Inversiones en Intervalos Temporales

Para las inversiones de datos tomados en intervalos de tiempo, los criterios de ponderación y convergencia de datos para cada conjunto de datos en cada intervalo de tiempo fueron establecidos al equivalente a lo mostrado en la **Figura 17**b. A pesar de esto, las restricciones de regularización fueron modificadas para fomentar cambios temporales en la conductividad volumétrica con respecto a la inversión base (**Figura 17**b) para la variación suavizada en el espacio. Para implementar estas restricciones, se añadió la Ecuación 18a a la matriz de restricciones de regularización, con una ecuación para cada par de elementos vecinos en la malla computacional.

$$\epsilon\left(m_{i,t} - m_{i,ref}\right) = \epsilon\left(m_{j,t} - m_{j,ref}\right) \quad (18a)$$

Aquí, $m_{i,t}$ es el logaritmo de conductividad del elemento i de la malla computacional en el tiempo t, $m_{j,t}$ es un elemento en el vecindario $m_{i,ref}$ representa la conductividad base, previa a la inyección del elemento i, y ϵ representa el parámetro de ponderación para la regularización. Destacando que:

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

$$m_{i,t} = m_{i,t-1} + \Delta m_{i,t} \quad (18b)$$

(y de forma similar para $m_{j,t}$) La ecuación 18a puede ser reacomodada y escrita como la Ecuación 18c.

$$\epsilon(\Delta m_{i,t} - \Delta m_{j,t}) = \epsilon(m_{i,ref} - m_{j,ref} + m_{i,t-1} - m_{j,t-1}) \quad (18c)$$

Los lados izquierdo y derecho de la Ecuación 18c son incorporados a las ecuaciones de la matriz en los lados izquierdo y derecho de la formulación de la inversión en la Ecuación 10a, respectivamente.

La **Figura 22** muestra cuatro ejemplos representativos de los resultados de la inversión por intervalos de tiempo en un periodo de tiempo de aproximadamente un año. La elevada conductividad de fluido del remediador inyectado en I1 comparado a I2 es evidente de manera inmediata en el día 5, ya que el incremento en la conductividad volumétrica en I1 es mayor que en I2. Con el paso del tiempo, la pluma del remediador se esparce lateralmente, lo cual es importante para una cobertura y tratamiento efectivos. Después del día 93, la pluma se hunde y se esparce sobre la unidad limitante de mejor flujo, posiblemente debido a flujo causado por la densidad. Para el día 371, la pluma se ha diluido de manera relativa comparado al día 93, como se expresa por el decremento en la conductividad volumétrica.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

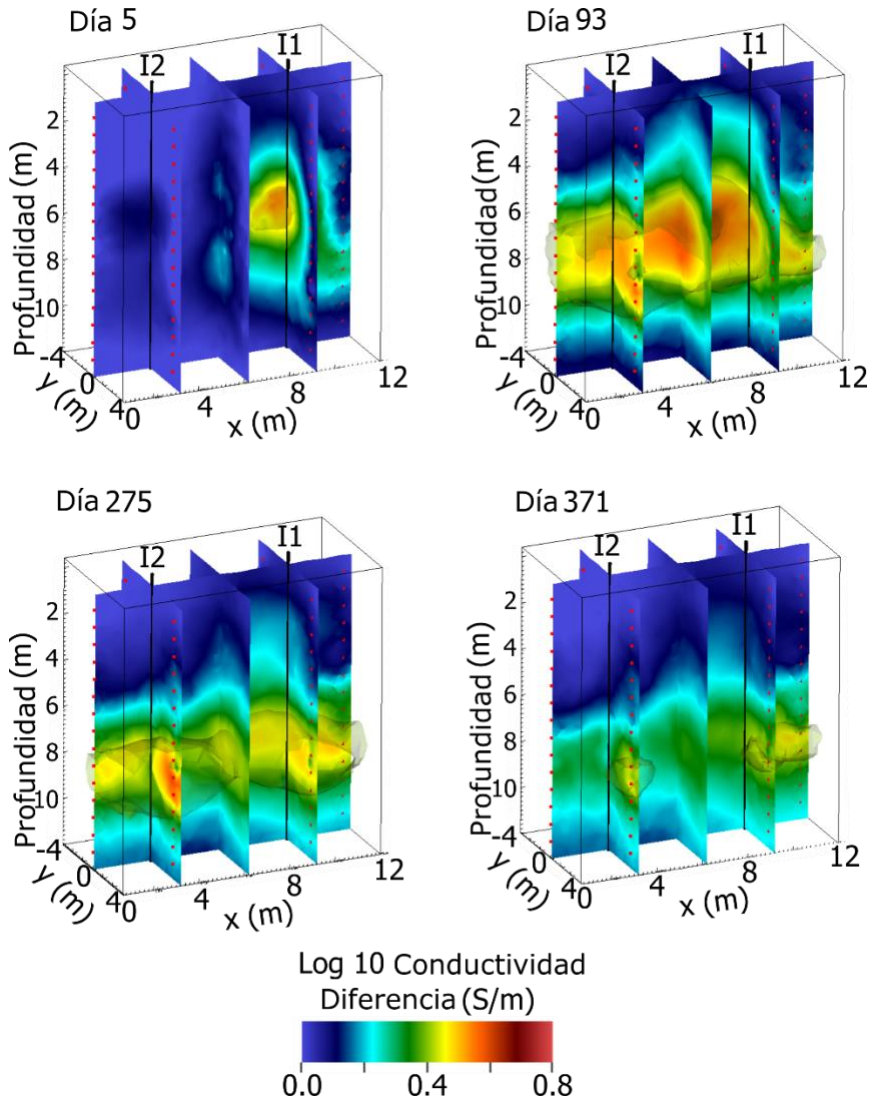


Figura 22 - Inversiones en intervalos de tiempo que muestran los cambios en conductividad volumétrica causados por la presencia del agente remediador. Posterior a la inyección, el remediador experimentó un flujo descendente inducido por la densidad y flujo lateral sobre el contacto con la unidad limítrofe inferior aproximadamente a 10 m de (**Figura 17**b). La progresión desde el día 93 hasta el día 371 muestra a la pluma hundiéndose y diluyéndose.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org

Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

6 Perspectiva General y Dirección al Futuro

La instrumentación y el software para realizar tomografías eléctricas están evolucionando rápidamente, así también las aplicaciones a la hidrogeología. Los avances en sistemas multicanal ahora permiten la recolección de grandes conjuntos de datos 3-D de sistemas compuestos por cientos de electrodos, y los avances en poder de cómputo y software de inversión permiten el análisis de dichos conjuntos de datos en computadoras de escritorio, lo cual abre posibilidades para que estos métodos se apliquen en más sistemas hidrogeológicos.

A pesar de estos avances, el diseño experimental y el análisis de datos efectivo requiere mucho cuidado y comprensión científica para asegurar resultados significativos y una interpretación adecuada de los procesos y parámetros hidrogeológicos. Los profesionales se encuentran con varias opciones de configuración de hardware (p.ej., límites para el error de apilamiento, corrientes aplicadas, duración del pulso) y configuraciones de inversión (p.ej., regularización, ponderación de mediciones), varias de las cuales pueden afectar de manera importante las imágenes reconstruidas. En los casos en los que la información cuantitativa se va a extraer de tomogramas (i.e., modelos de física de rocas se aplican a los tomogramas, la estimación de procesos hidrológicos o geoquímicos que cambian en el tiempo), es crítico elegir los parámetros de inversión cuidadosamente. El sobreajuste de datos puede resultar en estructuras espurias y estimaciones irreales de los parámetros, tanto geofísicos como hidrogeológicos, de interés. Por otra parte, el subajuste de datos puede resultar en tomogramas que subestiman el grado de variabilidad espacial y, por lo tanto, la variabilidad de los parámetros hidrogeológicos. Aunque se discuten varias estrategias para prevenir el sobre y el sub- ajuste de datos (p.ej., curva-L, inversión de Occam, y GCV), la aplicación de estas técnicas es menos común en la práctica y no es soportada por todos los software de inversión eléctrica disponibles comercialmente. Debido a que los parámetros de inversión pueden afectar fuertemente a las tomografías resultantes, es importante documentar y justificar las decisiones. Sin dicha documentación, la reproducción de los resultados se vuelve un problema.

El objetivo de este libro es demostrar y documentar las mejores prácticas para la toma de datos de tomografía eléctrica y su análisis para estudiantes y profesionistas de la hidrogeología. En resumen, proporcionamos lineamientos en siete áreas:

1) Diseño de la geometría de adquisición: El modelado numérico, i.e., experimentos sintéticos o 'pre modelados' (p.ej., Terry et al., 2017), debería emplearse de manera previa a la recolección o toma de datos geofísicos en campo para determinar la mejor geometría de adquisición, basados en la mejor estimación de la heterogeneidad del subsuelo o los procesos de interés y la cantidad de tiempo disponible para recolectar los datos (un problema particular

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

cuando se están monitoreando procesos en el tiempo, caso en que se deberá minimizar el *corrimiento* temporal). Se debe notar que el offset máximo entre electrodos está limitado por el poder del equipo de adquisición de datos y su habilidad para inyectar corriente suficiente para alcanzar una Buena proporción señal-ruido. Los cuadripolos buenos pueden seleccionarse, en parte, seleccionando geometría en las que el factor geométrico sea pequeño. Si se utilizarán pozos, deberán estar espaciados de forma tal que las cadenas de electrodos sean al menos 1.5 veces más largas verticalmente que su distancia de separación horizontal. Las geometrías de adquisición deberán capitalizar en la sensibilidad de cada medición y maximizar la cobertura del tomograma.

2) Procedimientos estándar de adquisición de datos: La adquisición y control y aseguramiento de la calidad deberán documentarse utilizando formatos estandarizados y procedimientos que incluyan cómo se instaló y configure el equipo en campo, las ubicaciones de los electrodos, como se midieron los errores y la topografía en el campo, el clima, los voltajes de las baterías, nombres de archivo, resistencias de contacto y las ubicaciones de cualquier infraestructura que pudiera tener influencia en las mediciones.
3) Cuantificación del error de medición: Los errores apilados (al mínimo), recíprocos, y/o repetidos deberán ser adquiridos en campo para establecer la calidad de los datos, informar la edición de conjuntos de datos, y calcular las ponderaciones mínimas de las mediciones para la inversión.
4) Elección de parámetros de inversión: Los datos existentes y el entendimiento hidrogeológico podrá ser utilizado para la elección informada del proceso de inversión, como imponer capas o contactos conocidos. Para conjuntos de datos 2-D que involucran varios planos, es de utilidad aplicar más de un método para llegar a los datos de un plano, comparar resultados, y diseñar un método consistente de inversión para los datos en todo el sitio. La investigación de configuraciones de inversión diferentes puede ayudar a distinguir artefactos de rasgos hidrogeológicos reales.
5) Revisiones a los resultados de la inversión: Los tomogramas deberán ser evaluados para encontrar los posibles artefactos producto de la inversión y los efectos de los datos de mala calidad. El profesional deberá observar el rango de valores estimados de conductividad eléctrica para saber si son plausibles; la apariencia pixelada (como tablero de ajedrez) de los tomogramas; los artefactos tales como estriamiento, bloques anómalos, patrones diagonales; y la bondad de ajuste y convergencia de la inversión
6) Evaluación de la resolución: Los resultados de las tomografías deberán compararse con la matriz de sensibilidad y/o resolución para evaluar la calidad general de la tomografía.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

7) Comparación a otra información: Las tomografías y nuestras interpretaciones de estas deberán considerarse a partir de la información existente, incluyendo mapas hidrogeológicos, litología, registros de pozo, pruebas hidráulicas, y hasta tablas de propiedades esperadas (dependiendo la disponibilidad de datos publicados de RE y PI que existan tanto para materiales consolidados y no consolidados). Los registros de pozo pueden proveer información que ayude a interpretar rasgos observados en las tomografías y a correlacionar propiedades eléctricas estimadas con las propiedades litológicas y/o hidráulicas.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

7 Ejercicios

Ejercicio 1

Describir la diferencia entre la resistividad y la resistencia. ¿Cómo la resistividad aparente difiere de ambos conceptos?

Clic para ver solución de ejercicio 1

Ejercicio 2

Examinar la relación matemática análoga en la Ley de Darcy y la Ley de Ohm.

Clic para ver solución del ejercicio 2

Ejercicio 3

Describir el equivalente hidrológico de:

a. ¿Batería agotada?
b. ¿Cortocircuito?
c. ¿Circuito abierto?
d. ¿Voltímetro?

Clic para ver la solución del ejercicio 3

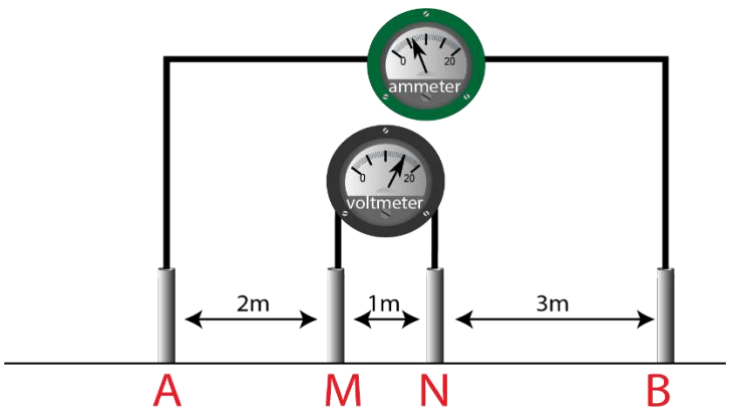
Ejercicio 4

Dibujar el diseño en campo para un sondeo de resistividad en 1D, que muestre la disposición y el movimiento de electrodos para variar la profundidad del estudio.

Clic para ver la solución del ejercicio 4

Ejercicio 5

Calcular la resistividad aparente en la siguiente configuración de electrodos arbitraria, cuando se inyecta una corriente de 5mA entre los electrodos A y B, y el voltaje medido entre los electrodos M y N es de 80Mv.



The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Clic para ver solución del ejercicio 5

Ejercicio 6

Calcular los factores geométricos, las diferencias de voltajes medidas y la proporción señal-ruido (SNR, la relación entre la diferencia de voltaje medida en campo y el ruido) para un arreglo de Wenner y un arreglo dipolo-dipolo basado en la información dada en la tabla de abajo.

Corriente inyectada [I]: 2 mA

Resistividad aparente [ρ]: 250 ohm-m

Nivel de ruido: 15 mV

Arreglo	a(m)	n	K_g	V(mV)	SNR
Wenner	5	-			
Dipolo-dipolo	3	3			

Clic para ver solución del ejercicio 6

Ejercicio 7

Explicar con la ayuda de una ilustración, cómo es el proceso de inversión de TRE. Describir [1] el modelo inicial, [2] los datos en campo, y [3] la decisión para actualizar el modelo.

Clic para ver solución del ejercicio 7

Ejercicio 8

Exponga algunos casos donde un mapa de conductividad invertida obtenido por medio de un arreglo de electrodos podría no representar la realidad. Explicar los factores que causan esta desviación.

Clic para ver solución del ejercicio 8

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

8 Referencias

Barker, R.D, 1989, Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. Geophysics, volume 54, pages 1031-1037, doi: 10.1190/1.1442728↗.

Binley, A., G. Cassiani, R. Middleton, and P. Winship, 2002, Vadose zone flow model parameterization using cross-borehole radar and resistivity imaging. Journal of Hydrology, volume 267, pages 147-159, doi: 10.1016/S0022-1694(02)00146-4↗.

Binley, A., A. Ramirez, and W. Daily, 1995, Regularized image reconstruction of noisy electrical resistance tomography data, *in* Proceedings of the 4th Workshop of the European Concerted Action on Process Tomography, editors, M.S. Beck et al., Bergen, Norway, pages 401-410.

Binley, A. and L. Slater, 2020, Resistivity and Induced Polarization: Theory and Applications to the Near-Surface Earth. Cambridge University Press, 408 pages, ISBN 9781108492744.

Blanchy, G., S. Saneiyan, J. Boyd, P. McLachlan and A. Binley, 2020, ResIPy, an intuitive open-source software for complex geoelectrical inversion/modeling. Computers & Geosciences, volume 137, page 104423, doi: 10.1016/j.cageo.2020.104423↗.

Caterina, D., T. Hermans and F. Nguyen, 2014, Case studies of incorporation of prior information in electrical resistivity tomography: comparison of different approaches. Near Surface Geophysics, volume 12, issue 4, pages 451-465, doi: 10.3997/1873-0604.2013070↗.

Claerbout, J.F. and F. Muir, 1973, Robust modeling with erratic data. Geophysics, volume 38, issue 5, pages 826–844, doi: 10.1190/1.1440378↗.

Cockett, R., S. Kang, L.J. Heagy, A. Pidlisecky and D.W. Oldenburg, 2015, SimPEG: An open-source framework for simulation and gradient based parameter estimation in geophysical applications. Computers & Geosciences, volume 85, part A, pages 142-154, doi: 10.1016/j.cageo.2015.09.015↗.

Constable, S.C., R.L. Parker and C.G. Constable, 1987, Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, volume 52, issue 3, pages 289-300, doi: 10.1190/1.1442303↗.

Dahlin, T. and V. Leroux, 2012, Improvement in time-domain induced polarization data quality with multi-electrode systems by separating current and potential cables. Near Surface Geophysics, volume 10, issue 6, pages 545-565, doi: 10.3997/1873-0604.2012028↗.

Dahlin, T. and M.H. Loke, 2015, Negative apparent chargeability in time-domain induced polarization data. Journal of Applied Geophysics, volume 123, pages 322-332, doi: 10.1016/j.jappgeo.2015.08.012↗.

Daily, W., and E. Owen, 1991, Cross-borehole resistivity tomography. Geophysics, volume 56, number 8, pages 1228-1235, doi: 10.1190/1.1443142↗.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Daily, W. and A. Ramirez, 1995, Electrical resistance tomography during in-situ trichloroethylene remediation at the Savannah River Site. Journal of Applied Geophysics, volume 33, issue 4, pages 239-249, doi: 10.1016/0926-9851(95)90044-6↗.

Day-Lewis, F.D., Y. Chen, and K. Singha, 2007, Moment inference from tomograms. Geophysical Research Letters, volume 34, issue 22, doi: 10.1029/2007GL031621↗.

Day-Lewis, F.D., J.W. Lane Jr., J.M. Harris, and S.M. Gorelick, 2003, Time-lapse imaging of saline tracer tests using cross-borehole radar tomography. Water Resources Research, volume 39, issue 10, page 1290, doi:10.1029/2002WR001722↗.

Day-Lewis, F.D., K. Singha, and A.M. Binley, 2005, Applying petrophysical models to radar traveltime and electrical resistivity tomograms – Resolution-dependent limitations. Journal of Geophysical Research, volume 110, issue B8, doi:10.1029/2004JB003569↗.

Day-Lewis, F.D., L.D. Slater, J. Robinson, C.D. Johnson, N. Terry, and D. Werkema, 2017, An overview of geophysical technologies appropriate for characterization and monitoring at fractured-rock sites. Journal of Environmental Management, volume 204, pages 709-720, doi: 10.1016/j.jenvman.2017.04.033↗.

Day-Lewis, F.D., E.A. White, C.D. Johnson, J.W. Lane Jr., and M. Belaval, 2006, Continuous resistivity profiling to delineate submarine groundwater discharge—Examples and limitations. The Leading Edge, volume 25, issue 6, pages 724-728, doi: 10.1190/1.2210056↗.

Dey, A., and H.F. Morrison, 1979, Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures. Geophysics, volume 44, issue 4, pages 753-780, doi: 10.1190/1.1440975↗.

Farquharson, C.G. and D.W. Oldenburg, 1998, Non-linear inversion using general measures of data misfit and model structure. Geophysical Journal International, volume 134, issue 1, pages 213-227, doi: 10.1046/j.1365-246x.1998.00555.x↗.

Farquharson, C.G., and D.W. Oldenburg, 2004, A comparison of automatic techniques for estimating the regularization parameter in non-linear inverse problems. Geophysical Journal International, volume 156, issue 3, pages 411-425, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02190.x↗.

Flores Orozco, A., J. Gallistl, M. Bücker and K.H. Williams, 2018, Decay curve analysis for data error quantification in time-domain induced polarization imaging. Geophysics, volume 83, issue 2, pages 1MA-Z8, doi: 10.1190/geo2016-0714.1↗.

Freeze, R.A. and J.A. Cherry, 1979, Groundwater. Prentice Hall, pages 360-364, 604, https://gw-project.org/books/groundwater/↗.

Gouveia, W.P. and J.A. Scales, 1997, Resolution of seismic waveform inversion–Bayes versus Occam. Inverse Problems, volume 13, pages 322-349, https://iopscience.iop.org/article/10.1088/0266-5611/13/2/009/meta↗.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Griffiths, D.H., J. Turnbull, and A.I. Olayinka, 1990, Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. First Break, volume 8, issue 4, pages 121–129, doi: 10.3997/1365-2397.1990008↗.

Haber, E. and D. Oldenburg, 2000, A GCV based method for nonlinear ill-posed problems. Computational Geosciences, volume 4, pages 41-63, doi: 10.1023/A:1011599530422↗.

Hallof, P.G., 1957, On the interpretation of resistivity and induced polarization measurements. Doctor of Philosophy Dissertation, Massachusetts Institute of Technology, http://hdl.handle.net/1721.1/54400↗.

Hansen, P.C., and D.P. O'Leary, 1993, The use of the L-curve in the regularization of discrete ill-posed problems. Society for Industrial and Applied Mathematics (SIAM) Journal of Scientific Computing, volume 14, issue 6, pages 1487-1503, doi: 10.1137/0914086↗.

Hermans, T., A. Kemna and F. Nguyen, 2016, Covariance-constrained difference inversion of time-lapse electrical resistivity tomography data. Geophysics, volume 81, issue 5, pages 311-E322, doi: 10.1190/geo2015-0491.1#↗.

Hördt, A., P. Weidelt and A. Przyklenk, 2013, Contact impedance of grounded and capacitive electrodes. Geophysical Journal International, volume 193, issue 1, pages 187-196, doi: 10.1093/gji/ggs091↗.

Johnson, T.C., R.J. Versteeg, A. Ward, F.D. Day-Lewis, and A. Revil, 2010, Improved hydrogeophysical characterization and monitoring through parallel modeling and inversion of time-domain resistivity and induced polarization data. Geophysics, volume 75, issue 4, pages 1JA-Z98, doi: 10.1190/1.3475513↗.

Johnson, T.C., R.J. Versteeg, F.D. Day-Lewis, W. Major, and J.W. Lane Jr., 2014, Time-lapse electrical geophysical monitoring of amendment-based biostimulation. Groundwater, volume 53, issue 6, pages 920-932, doi: 10.1111/gwat.12291↗.

Jung, H. K., D.J. Min, H.S. Lee, S. Oh, and H. Chung, 2009. Negative apparent resistivity in dipole-dipole electrical surveys. Exploration Geophysics, volume 40, issue 1, pages 33-40, doi: 10.1071/EG08111↗.

Kitanidis, P.K., 1997, The minimum structure solution to the inverse problem. Water Resources Research, volume 33, issue 10, pages 2263-2272, doi: 10.1029/97WR01619↗.

LaBrecque, D. and W. Daily, 2008, Assessment of measurement errors for galvanic-resistivity electrodes of different composition. Geophysics, volume 73, issue 2, pages 1MA-Z29, https://doi.org/10.1190/1.2823457↗.

LaBrecque, D.J., M. Miletto, W. Daily, A. Ramirez, and E. Owen, 1996, The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data. Geophysics, volume 61, issue 2, pages 538-548, doi: 10.1190/1.1443980↗.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

LaBrecque D.J., X. Yang, 2001, Difference inversion of ERT Data: A fast inversion method for 3-D in situ monitoring. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, volume 6, issue 2, pages 83–89, doi: 10.4133/JEEG6.2.83↗.

Lesparre, N., F. Nguyen, A Kemna, T. Robert, T Hermans, M. Daoudi, and A. Flores Orozco, 2017, A new approach for time-lapse data weighting in ERT. Geophysics, volume 82, issue 6, pages 325-E333, doi: 10.1190/geo2017-0024.1↗.

Linde, N, 2014, Falsification and corroboration of conceptual hydrological models using geophysical data. WIREs Water, volume 1, pages 151-171. doi: 10.1002/wat2.1011↗.

Loke, M.H., R.I. Acworth, and T. Dahlin, 2003, A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. Exploration Geophysics, volume 34, pages 182-187, doi: 10.1071/EG03182↗.

Loke, M.H. and R.D. Barker, 1996, Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting, volume 44, issue 1, pages 131–152, doi: j.1365-2478.1996.tb00142.x↗.

Luo, Y. and G. Zhang, 1998, Forward Theory of Spectral Induced Polarization, *in* Theory and Application of Spectral Induced Polarization. Society of Exploration Geophysicists, volume 2, pages 13-90, doi: 10.1190/1.9781560801856.ch2↗.

Lytle, R.J. and K.A. Dines, 1978, Impedance camera: A system for determining the spatial variation of electrical conductivity, Report No. UCRL-52413. Lawrence Livermore Lab., page 11, https://www.osti.gov/servlets/purl/6753686↗.

Menke, W., 1984, The resolving power of cross-borehole tomography: Geophysical Research Letters, volume 11, issue 2, pages 105-108, doi: 10.1029/GL011i002p00105↗.

Morris, G., A.M. Binley, and R.D. Ogilvy, 2004, Comparison of different electrode materials for induced polarization measurements. Symposium on the Application of Geophysics to Environmental & Engineering Problems (SAGEEP2004), volume 17, pages 573, doi: 10.4133/1.2923371↗.

Mwakanyamale, K., L. Slater, A. Binley, and D. Ntarlagiannis, 2012, Lithologic imaging using complex conductivity: Lessons learned from the Hanford 300 Area. Geophysics, volume 77, issue 6, pages E397-E409, doi: 10.1190/geo2011-0407.1↗.

Nguyen, F., A. Kemna, T. Robert, and T. Hermans, 2016, Data-driven selection of the minimum-gradient support parameter in time-lapse focused electrical imaging. Geophysics, volume 81, issue 1, pages 1JF-Z7, https://doi.org/10.1190/geo2015-0226.1↗.

Oldenburg, D.W. and Y. Li, 1999, Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. Geophysics, volume 64, issue 2, pages 403–416, doi: 10.1190/1.1444545↗.

Pidlisecky, A., E. Haber, and R. Knight, 2007, RESINVM3D: A MATLAB 3-D Resistivity Inversion Package, Geophysics, volume 72, issue 2, pages H1-H10, doi: 10.1190/1.2402499↗.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Roy, A. and A. Apparao, 1971, Depth of investigation in direct current methods. Geophysics, volume 36, issue 5, pages 943-959, doi: 10.1190/1.1440226↗.

Rücker, C. and T. Günther, 2011, The simulation of finite ERT electrodes using the complete electrode model. Geophysics, volume 76, issue 4, pages 1JA-Z99, doi: 10.1190/1.3581356↗.

Rücker, C., T. Günther, and F.M. Wagner, 2017, pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics. Computers & Geosciences, volume 109, pages 106-123, doi: 10.1016/j.cageo.2017.07.011↗.

Singha, K., F.D. Day-Lewis, T. Johnson and L.D. Slater, 2014, Advances in interpretation of subsurface processes with time-lapse electrical imaging. Hydrological Processes, page 28. doi: 10.1002/hyp.10280↗.

Singha, K. and S.M. Gorelick, 2005, Saline tracer visualized with electrical resistivity tomography–Field scale moment analysis: Water Resources Research, volume 41, W05023, doi: 10.1029/2004WR003460↗.

Slater, L., 2007, Near surface electrical characterization of hydraulic conductivity: from petrophysical properties to aquifer geometries - a review, Surveys in Geophysics, volume 28, pages 169-197.

Slater, L., A.M. Binley, W. Daily and R. Johnson, 2000, Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection. Journal of Applied Geophysics, volume 44, issues 2-3, pages 85-102, doi: 10.1016/S0926-9851(00)00002-1↗.

Slater, L. and A. Binley, 2006, Synthetic and field-based electrical imaging of a zerovalent iron barrier: Implications for monitoring long-term barrier performance. Geophysics, volume 71, issue 5, pages 1SO-viii, doi: 10.1190/1.2235931↗.

Slater, L.D. and D. Lesmes, 2002, IP interpretation in environmental investigations. Geophysics, volume 67, issue 1, pages 77-88, doi: 10.1190/1.1451353↗.

Slater, L.D., D. Ntarlagiannis, F.D. Day-Lewis, K. Mwakanyamale, R.J. Versteeg, A. Ward, C. Strickland, C.D. Johnson, and J.W. Lane Jr., 2010, Use of electrical imaging and distributed temperature sensing methods to characterize surface water–groundwater exchange regulating uranium transport at the Hanford 300 Area, Washington. Water Resources Research, volume 46, issue 10, doi: 10.1029/2010WR009110↗.

Stummer, P., H. Maurer, and A.G. Green, 2004, Experimental design – Electrical resistivity datasets that provide optimum subsurface information. Geophysics, volume 69, issue 1, doi:10.1190/1.1649381↗.

Sumner, J.S., 1976, Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration. Elsevier, New York, page 277, ISBN 9780444599872.

Tarantola, A., 1987, Inverse problem theory – Methods for data fitting and model parameter estimation. Elsevier, Amsterdam, page 613, ISBN 978-0444427656.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Terry, N., F.D. Day-Lewis, J.L. Robinson, L.D. Slater, K. Halford, A. Binley, J.W. Lane, and D. Werkema, 2017, Scenario evaluator for electrical resistivity survey pre-modeling tool. Groundwater, volume 55, issue 6, pages 885-890, doi: 10.1111/gwat.12522↗.

Tikhonov, A.N. and V.Y. Arsenin, 1977, Solutions of ill-posed problems. John Wiley & Sons, New York, page 258, ISBN 978-0470991244.

Tripp, A.C., G.W. Hohmann, and C.M. Swift Jr., 1984, Two-dimensional resistivity inversion. Geophysics, volume 49, issue 10, pages 1708-1717, doi: 10.1190/1.1441578↗.

United States Air Force, 2006, Interim Record of Decision, Site SS-01, Brandywine DRMO Andrews Air Force Base, Maryland, page 112.

Vasco, D.W., A. Datta-Gupta, and J.C.S. Long, 1997, Resolution and uncertainty in hydrologic characterization. Water Resources Research, volume 33, issue 3, pages 379-397, doi: 10.1029/96WR03301↗.

Wang, C., A. Binley, L.D. Slater, 2020, On negative induced polarization in frequency domain measurements. Geophysical Journal International, volume 225, issue 1, pages 342-353, doi: 10.1093/gji/ggaa581↗.

Wilkinson, P. B., J.E. Chambers, M. Lelliott, G.P. Wealthall, and R.D. Ogilvy, 2008, Extreme sensitivity of crosshole electrical resistivity tomography measurements to geometric errors. Geophysical Journal International, volume 173, issue 1, pages 49-62, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03725.x↗.

Xu, B. and M. Noel, 1993, On the completeness of data sets with multielectrode systems for electrical resistivity survey. Geophysical Prospecting, volume 41, issue 6, pages 791-801, doi: 10.1111/j.1365-2478.1993.tb00885.x↗.

Zarif, F., P. Kessouri, and L. Slater, 2017, Recommendations for field-scale induced polarization (IP) data acquisition and interpretation. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, volume 22, issue 4, pages 395-410, doi: 10.2113/JEEG22.4.395↗.

Zhody, A.A.R., G.P. Eaton, and D.R. Mabey, 1974, Application of surface geophysics to ground-water investigations. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 2, chapter D1, page 86, https://pubs.usgs.gov/twri/twri2-d1/↗.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

9 Cajas

Caja 1 - Evaluador de Escenarios para la Resistividad Eléctrica (EERE)

Como se discutió en la Sección 2, el modelo sintético proporciona información para 1) diseñar levantamientos geofísicos y 2) conocer la capacidad de un levantamiento para resolver un objetivo. El modelo sintético proporciona una base para tomar la decisión de de "continuar o no" con un levantamiento geofísico en campo, es decir, nos permite conocer si un levantamiento es adecuado para los objetivos planteados, y si vale la pena el esfuerzo. Muchos paquetes de software comercialmente disponibles y de dominio público para el análisis de imágenes eléctricas, proporcionan la capacidad de desarrollar modelos sintéticos. En este ejercicio, consideramos la herramienta de dominio público EERE (SEER, por sus siglas en inglés). Disponible de forma gratuita a través del Servicio Geológico de EE. UU. EERE es una herramienta que utiliza hojas de cálculo para el desarrollo de modelos sintéticos en experimentos de resistividad. EERE es de fácil uso, aunque limitado en su funcionalidad.

Para empezar con el uso del software EERE, se siguen los pasos descritos en las siguientes viñetas.

- Descargar el archive zip (SEER.zip) del repositorio del Servicio Geológico de los Estados Unidos en el siguiente enlace https://doi.org/10.5066/F7028PQ1. El archivo README file proporciona información sobre el software.
- Extraer el contenido del archivo zip en una carpeta del ordenador que se esté usando. Después de esto estarán disponibles: una hoja de cálculo llamada SEER.xlsm; un archivo SEERhelp.chm, que es un manual de usuario electrónico al que se puede acceder haciendo doble clic en el archivo, y una carpeta titulada "ResponseArrays" que contiene los resultados de simulaciones ejecutadas previamente. También hay un video instructivo que describe imágenes de resistividad eléctrica y explica cómo usar EERE para el diseño de estudios de resistividad eléctrica.
- Abrir la hoja de cálculo. Se deberá habilitar las macros cuando Excel se lo solicite. Después de leer la hoja de trabajo INTRO, vaya a la hoja de trabajo "Survey". Existen cuatro modelos de plantilla disponibles en el menú desplegable de la celda B1 en la hoja de trabajo. Estos incluyen 1) grupo de DNAPL, 2) grupo de LNAPL, 3) tanque de almacenamiento subterráneo (UST) y 4) objetivos de bloque (BLOCKS); todos estos pueden ser modificados por el usuario. En las celdas B4 a B7, el usuario puede ajustar los parámetros del estudio, esto incluye: el número de electrodos, el tipo de estudio, los niveles de error de medición y si se utilizarán electrodos dentro de

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

perforaciones. El usuario puede familiarizarse con el funcionamiento de la hoja de cálculo y los tres modelos de plantilla, haciendo selecciones y haciendo clic en el botón "Simulate".

Para explorar cómo se realiza un modelo personalizado seleccionando una plantilla y modificando los parámetros. Se inicia seleccionado la plantilla UST, la cual permite crear un conjunto de capas con fondo homogéneo. El usuario debe asegurarse de desmarcar la casilla de verificación "using SPECIFIED scenario" para poder desarrollar un modelo personalizado. A continuación, se desarrolla un ejemplo donde se usarán imágenes eléctricas para estudiar una cavidad llena de agua. Para empezar, se cambia el fondo para el modelo UST a 500 ohm-m. Asumir un espaciado entre electrodos de 1 m, 10% de error en la medición, y un arreglo dipolo-dipolo. Lo siguiente es explorar lo que se puede hacer, usando las hojas de cálculo del EERE, realizando las siguientes actividades.

Actividad 1) Asuma que la conductividad eléctrica de la cavidad llena de agua es de 200 micro-S/cm. Convierta la conductividad eléctrica del fluido en resistividad para poder ingresar esta como dato de entrada en la hoja de cálculo. (Pista: la resistividad es el recíproco de la conductividad y 10 S equivalen a 0.1 ohms.)

Solución a la actividad 1

Actividad 2) Asuma que la cavidad ocupa el espacio de las celdas en las columnas AL a AO y las filas desde la 13 a la 15, y asignar la resistividad calculada previamente a dichas celdas. Presione el botón 'Simulate' y la hoja de cálculo obtendrá los resultados para el modelo hipotético. Evaluar el desempeño de tus resultados con el modelo de cavidad real. Considerar la resolución en la parte superior, lateral e inferior de la cavidad, así como qué tan se compara la resistividad estimada con la resistividad real.

Solución a la actividad 2

Actividad 3) Explora cómo cambian los resultados al cambiar la medición del error al 1%, presionando el botón 'Simulate'.

Solución a la actividad 3

Actividad 4) Explora cómo cambian los resultados al cambiar el tipo de levantamiento a 'Combined', presionando el botón 'Simulate'.

Solución a la actividad 4

Actividad 5) Explora cómo cambian los resultados al añadir electrodos en las perforaciones, presionando el botón 'Simulate'.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Solución a la actividad 5

Después de familiarizarse con la forma de cambiar las propiedades del subsuelo y los parámetros topográficos, le animamos a explorar otros sistemas de subsuelo y combinaciones de configuraciones topográficas. Dado el nivel de importancia de definir con precisión las propiedades del subsuelo para un proyecto determinado, simular el levantamiento de resistividad antes de realizar el trabajo de campo brinda la información necesaria para diseñar el levantamiento de campo al equilibrar el costo de realizar el levantamiento con la resolución esperada en el resultado. Por supuesto, se necesita tener una estimación del tamaño, la profundidad y la resistividad relativa de las características de interés.

Después de haberse familiarizado con el cambio en las propiedades del subsuelo, y en la topografía. Debido al nivel de importancia de la definición precisa de las propiedades del subsuelo para un proyecto, la simulación del levantamiento de resistividad antes de realizar cualquier trabajo en campo, brinda la información necesaria para el diseño del levantamiento en campo

Retornar al texto vinculado con la Caja 1

Solución a la Actividad 1

Para similar la resistividad de la cavidad basada en una conductividad de 200 micro-S/cm, primero se realiza una conversión de unidades a S/m.

$$\frac{200\ micro^{-}S}{cm}\ \frac{1\ micro^{-}S}{1x10^{6}S}\ \frac{100\ cm}{1\ m} = 0.02\frac{S}{m}$$

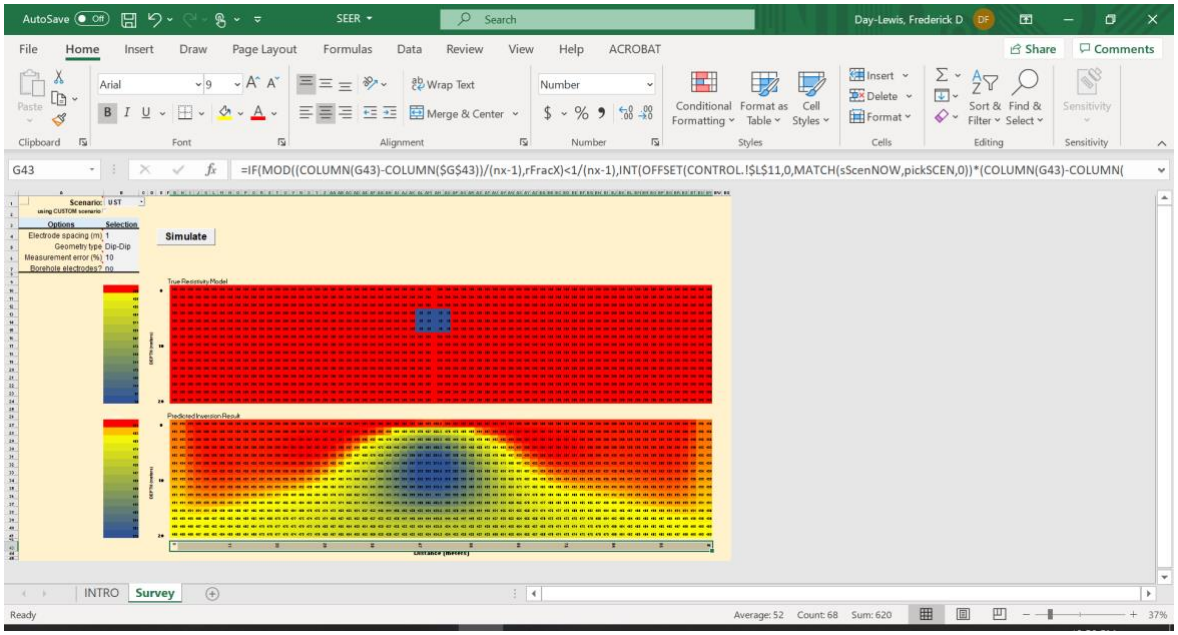
$$Resistividad = \frac{1}{Condutividad} = \frac{1}{0.02\frac{S}{m}} = 50\ ohm - m \rightarrow el\ inverso\ de\ Seimens\ es\ ohm$$

Retornar a la actividad 1

Solución a la Actividad 2

El resultado de la inversión prevista es borroso y desatinado si se lo compara con el modelo real. La parte superior está relativamente bien definida, los laterales un poco menos, mientras que el fondo está pobremente definido. La resistividad estimada no captura todo el contraste entre la resistividad de fondo (500 ohm-m) y la resistividad de la cavidad (50 ohm-m); el valor mínimo de la cavidad es de aproximadamente 370 ohm-m, nada cercano a los 50 ohm-m.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.



Retornar a la actividad 2

Solución a la Actividad 3

Asumiendo un error en la medición del of 1%, el patron es el mismo, sin embargo, la resistividad estimada está más cercana a la resistividad real objetivo, con una resisitividad mínima esperada de ~320 ohm-m.

Retornar a la actividad 3

Solución a la Actividad 4

Cambiando el tipo de levantamiento a 'Combined' (Combinado) los patrones en los resultados de la resistividad estimada son los mismos, por lo que se concluye que agregar mediciones de Wenner por sí solas no mejora lo suficiente los resultados, como para justificar este esfuerzo adicional en campo.

Retornar a la actividad 4

Solución a la Actividad 5

La adición de electrodos en perforaciones, y las medidas asociadas entre perforaciones mejora en gran medida la resolución de la cavidad. Los límites del objetivo están mejor definidos, probablemente a +/- 1 m, y la magnitud de la anomalía se captura mejor, con una resistividad mínima estimada alrededor de 100 ohm-m.

Retornar a la actividad 5

Retornar al texto relacionado con la Caja 1

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

10 Soluciones a cada Ejercicio

Solución al Ejercicio 1

La resistividad es una propiedad intrínseca de un material y describe cuan difícil es para la corriente eléctrica fluir a través de dicho material. La resistividad eléctrica es la recíproca de la conductividad eléctrica, por lo tanto, la resistividad eléctrica es análoga a la conductividad hidráulica (K).

La resistancia también mide la dificultad con la cual la corriente eléctrica puede fluir, sin embargo, esta depende de la geometría. Es similar a la transmisividad, la cual depende de la conductividad hidráulica y del grosor de las capas del acuífero, sin embargo, cuando la resistencia al flujo de corriente es medida, esta depende de la resistividad del material, la distancia entre los puntos de medición, y el área de la sección transversal por la que la corriente está circulando entre dichos puntos. En un flujo de corriente 1-D (por ejemplo, en un cable, o una columna de propiedades uniformes) la resistencia es directamente proporcional a la longitud entre el final de la columna e inversamente proporcional al área de la sección transversal de la columna. El parámetro hidráulico equivalente sería la resistencia hidráulica, o L/(KA), donde L es la longitud del recorrido del flujo y A es el área de la sección transversal por la cual fluye el agua. Consecuentemente, debido a su dependencia geométrica, los valores de resistencia pueden ser pequeños o grandes- inclusive si el sistema presenta una resistividad homogénea.

La resistividad aparente aplica un factor geométrico a la resistancia medida para estimar lo que sería la resistividad del sistema, asumiendo un área de estudio homogénea, que se extiende infinitamente comuna profundidad y distancia lateral. Solo en el caso de que la zona de estudio sea homogénea, la resistividad aparente es igual a la resistividad real. La utilidad de la resistividad aparente es que permite al usuario checar los datos en campo, ver si estos valores son razonales y localizar rápidamente anomalías en caso de existir. Para el proceso de inversión de los datos se requiere obtener valores de resistividad real.

Retornar al Ejercicio 1

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Solución al Ejercicio 2

La ley de Darcy es definida por $q = -K\nabla h$, donde:

q = descarga específica (longitud/tiempo)

∇h = gradiente de alturas (longitud/longitud)

K = conductividad hidráulica (longitud/tiempo)

La ley de Ohm es definida por $J = -\sigma\nabla V$, donde:

J = densidad de corriente (Amperio/longitud^2)

∇V = gradiente del voltaje (voltaje/longitud)

σ = conductividad eléctrica (Seimens/longitud)

La densidad de corriente eléctrica cuantifica el flujo de carga eléctrica, lo que equivale al flujo de agua. Las alturas y el voltaje se mide en potencial (o energía). La conductividad eléctrica controla fácilmente la cantidad de corriente que puede fluir a trvés del medio, como lo hace con el agua la conductividad hidráulica. Cuando se combinan con la conservación de la masa o de la carga, ambas ecuaciones se convierten en ecuaciones de difusión.

Retornar al Ejercicio 2

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Solución al Ejercicio 3

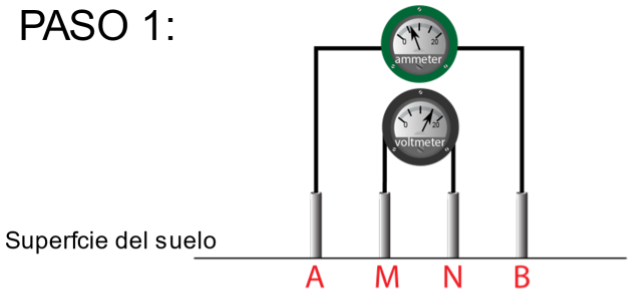
a. Batería agotada: Las baterías se caracterizan por su diferencia de potencial y por la cantidad de electricidad (carga) que poseen. Esto es equivalente a la altura del agua detrás de una presa, y al volumen del agua que puede ser librado. Una batería agotada es así equivalente a un reservorio vacío.
b. Cortocircuito: Un cortocircuito ocurre cuando existe un tramo de alta conductividad eléctrica a lo largo de un flujo de corriente. La analogía más cercana en hidrología podría ser una fractura conductiva, la cual corta el flujo de agua a en una roca de permeabilidad extremadamente baja.
c. Circuito abierto: Un circuito abierto existe cuando la corriente eléctrica como puede atravesar todo el circuito, por ejemplo, si existe una rotura en el cable de alimentación de un secador de cabello. Esto sería equivalente en hidrología a un bloque de material verdaderamente impermeable por el cual el agua no podría fluir.
d. Voltímetro: Un voltímetro mide la caída de potencial eléctrico dentro de un circuito. Las alturas son lo equivalente en hidrología y son medidas por una cinta de nivel de agua (física o eléctrica), transductor de presión, un dispositivo de sonido o similares. Por supuesto un voltímetro y una cinta de nivel no son del todo equivalentes. Una cinta medidora de nivel solamente mide la altura en una sola localización, en el caso de la electricidad, siempre se está checando estas diferencias de voltaje. Un voltímetro es el equivalente eléctrico de la medición de diferencia de alturas entre dos pozos. En ambos casos, las diferencias en el potencial son las que impulsan el flujo, sin embargo, se puede decir que en el flujo de agua es posible establecer un dato y realizar más mediciones individuales respecto a dicho dato, mientras que en el caso de la corriente eléctrica es necesario siempre es necesario capturar la diferencia de voltaje en una misma medición.

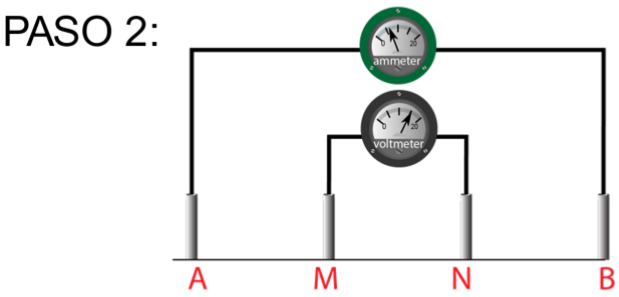
Retornar al Ejercicio 3

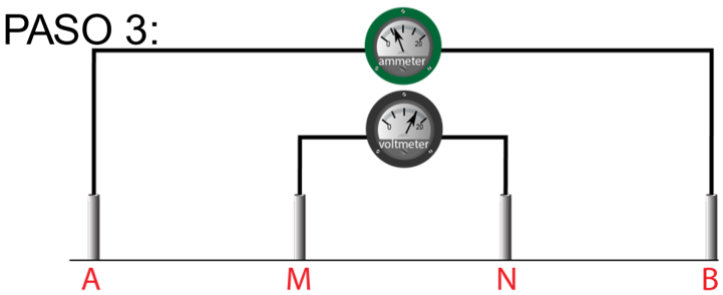
The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Solución al Ejercicio 4

Diseño en campo para un sondeo de resistividad en 1D:







Y de esta manera ir incrementando las distancias entre los electrodos.

Retornar al Ejercicio 4

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Solución al Ejercicio 5

Calcular la resistividad aparente en la siguiente configuración de electrodos arbitraria, cuando se inyecta una corriente de 5mA entre los electrodos A y B, y el voltaje medido entre los electrodos M y N es de 80Mv.

$$K_g = \frac{2\pi}{\frac{1}{\underline{AM}} - \frac{1}{\underline{AN}} - \frac{1}{\underline{BM}} + \frac{1}{\underline{BN}}}$$

$$= \frac{2\pi}{\frac{1}{2m} - \frac{1}{3m} - \frac{1}{4m} + \frac{1}{3m}}$$

$$= 25.1\ m$$

$$\begin{aligned} \rho_a &= K_g(\Delta V/I) \\ &= 25.1\ \text{m} * 80\ \text{m}V / 5\ \text{mA} \\ &= 400\ \text{ohms-m} \end{aligned}$$

Retornar al Ejercicio 5

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Solución al Ejercicio 6

Corriente inyectada [I]: 2 mA

Resistividad aparente [ρ]: 250 ohm-m

Nivel de ruido: 15 mV

$$K_g = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}$$

$$K_{g,Wenner} = \frac{2\pi}{\frac{1}{5m} - \frac{1}{10m} - \frac{1}{10m} + \frac{1}{5m}}$$

$$= 31.4\ m$$

Para un factor geométrico positivo con un arreglo dipolo-dipolo, se necesita tener los electrodos configurados como $A\ B\ N\ M$ (Con esto también se obtiene una resistencia positiva). Si se configura los electrodos como $A\ B\ M\ N$ (como a menudo es escrito) el factor geométrico es negativo (la resistencia también lo es). Usando $A\ B\ N\ M$ el factor geométrico es:

$$K_{g,dipolo-dipolo} = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}} = \frac{2\pi}{\frac{1}{9m} - \frac{1}{6m} - \frac{1}{6m} + \frac{1}{3m}} = 56.5$$

Si el cálculo es hecho como $A\ B\ M\ N$, se obtiene un factor geométrico de -56.5.

De este modo es necesario calcular la resistividad aparente:

$\rho_a = K_g \Delta V / I$

ρ_{a_Wenner} = 250 ohm-m = 31.4 m * V mV / 2 mA

Despejando V, se obtiene V = 15.9 mV

$\rho_{a_dipole\text{-}dipole}$ = 250 ohm-m = 56.5 m * V mV / 2 mA

Despejando V, se obtiene V = 8.8 mV

Un voltaje y un factor geométrico negativo sería lo correcto para una configuración $A\ B\ M\ N$.

En resumen:

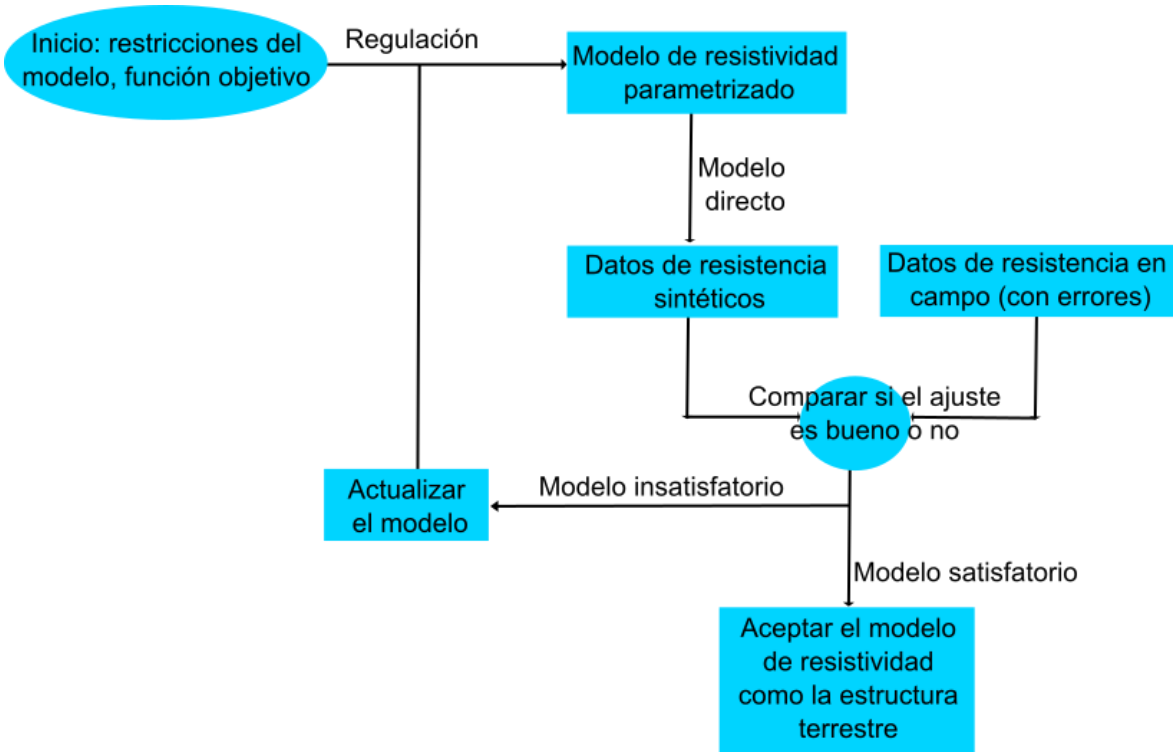
Arreglo	a(m)	n	K_g	V(mV)	SNR
Wenner	5	-	31.4	15.9	1.06
Dipole-dipole	3	3	56.5	8.8	0.59

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Retornar al Ejercicio 6

Solución al Ejercicio 7

Los procesos de inversión TRE, implican estimar parámetros de un modelo inicial y simular las mediciones en campo, después de comparar los valores simulados y los valores en campo, y si existe un buen ajuste entonces se detiene el proceso de inversión y se utilizan los valores de los parámetros estimados, si no, los valores de los parámetros se actualizan y el proceso se repite hasta lograr un ajuste aceptable.



Retornar al Ejercicio 7

Solución al Ejercicio 8

Existen múltiples razones por las que la conductividad medida debajo de una serie de electrodos se desvíe de la realidad, cuatro de ella son:

1. Física de la medición: la conductividad eléctrica se describe mediante el uso de una ecuación de difusión; las heterogeneidades a pequeña escala a menudo no pueden ser descritas por estas ecuaciones.
2. Parametrización y regulación: como parte del problema inverso, se discretizan las matemáticas que describen el flujo eléctrico, lo que podría generar algunos errores, al problema de la inversión también se le añade la regulación, la cual sirve para suavizar la imagen final.
3. Resolución limitada: no existe suficiente información en los datos para capturar toda la heterogeneidad en la subsuperficie.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

4. Errores de medición: debido a la variedad de inconvenientes muchas veces inevitables en campo.

Retornar al Ejercicio 8

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

11 Sobre los Autores

La **Dr. Kamini Singha** es una es profesora en el Departamento de Geología e Ingeniería Geológica y Decana Asociada del Programa de Tierra y Sociedad en la Escuela de Minas de Colorado en Golden, EE. UU. Tiene un doctorado. en Hidrogeología del Departamento de Ciencias Geológicas y Ambientales de la Universidad de Stanford en 2005 y una Licenciatura con Honores en Geofísica del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Connecticut en 1999

Sus intereses de investigación están en la dinámica de fluidos y en el transporte de solutos en medios porosos y rocas fracturadas, así como también en la interacción agua superficial-agua subterránea; la integración de técnicas geofísicas e hidrológicas; la cuantificación de la "huella geofísica" en el desempeño de parámetros que controlan la dinámica de fluidos y solutos. Ella ha trabajado en una variedad de problemas multidisciplinarios que incluyen el mapeo del uso del agua de los árboles usando imágenes geofísicas; mapeo de la degradación de la calidad del agua y su relación con el comportamiento humano; mapeo de la dinámica de la humedad en ecosistemas desérticos; explorar los cambios en la infiltración del suelo después de un incendio; y cuantificar la cinemática de la reducción del hierro con mediciones eléctricas.

La Dra Singha es una profesora que ha ganado el premio "CARRER" por parte de la Fundación Nacional de Ciencia de EE. UU, y además el Premio de Carrera Temprana de la Sociedad de Ambiente e Ingeniería Geofísica, una beca por parte de la Sociedad de Geología de América y una beca de formación de la Fullbright. Ella se desempeñó como profesora de la Asociación Nacional de Agua Subterránea de los EEUU Darcy en 2017, y es una actual editora en la revista "Water Resources Research".

Actualmente imparte las cátedras de Ingeniería de Agua Subterránea, Análisis de Datos Geológicos y Métodos Hidrológicos de Campo en la Escuela de Minas de Colorados. Para revisar todas sus publicaciones por favor clic aquí↗.

El **Dr. Timothy C. Johnson** es un científico computacional especializado en imágenes geofísicas subsuperficiales, y la interpretación a retos ambientales complejos. Él es reconocido nacional e internacionalmente por su trabajo en tomografía de resistividad eléctrica (TRE) como una tecnología de caracterización y monitoreo. Él es pionero en el Desarrollo de E4D-RT, un software de imágenes subsuperficiales en tiempo real que permite a los científicos "ver" los procesos subsuperficiales y las soluciones en

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

tiempo real. Él y su equipo recibieron un prestigioso premio R&D 100 en 2016 por la creación de esta herramienta. Se unió al Laboratorio Nacional del Noroeste del Pacífico en 2010 como un investigador Senior. Además, trabajó en el Laboratorio Nacional en Idaho desde 2007 hasta 2010, y anteriormente había sido ingeniero de staff en "American Geotechnics". Él está enfocado en la inversión conjunta de múltiples técnicas geofísicas usando computación paralela para mejorar la resolución temporal de las imágenes.

El Dr. Johnson obtuvo su doctorado en Geofísica en 2006, una Licenciatura en Ingeniería Civil en 2001, y una Licenciatura en Geofísica en 1999, todos estos en la Universidad Estatal de Boise. Él ha recibido premios y reconocimientos que incluyen: Premio del Director de Laboratorio por sus Excepcional Logro Ingenieril en imágenes geofísicas, en 2017; Premio R&D 100 por el software de imágenes del subsuelo en cuatro dimensiones en tiempo real; (E4D-RT - (https://e4d.pnnl.gov↗) en 2016; y el honor de la revista R&D para los inventores de los 100 productos tecnológicos más relevantes de cada año. Él tiene la Patente estadounidense No. 9,772,423, del 26 de septiembre de 2017, "Método de Mapeo de la Distribución de la Conductividad Eléctrica de una Subsuperficie". La lista completa de sus publicaciones puede ser encontrada aquí.

La mayor parte de la investigación del Dr. Johnson ha sido comisionada por el Departamento de Energía y el Departamento de Defensa de EE. UU, la cual se enfoca en el desarrollo de métodos geofísicos conjuntos para investigar problemas de contaminación del subsuelo poco profundo, comprender el estrés y la dinámica de fluidos en sistemas rocosos cristalinos profundos y conocer los Efectos de explosiones subterráneas.

El **Dr. Frederick D. Day-Lew** es un Geofísico Principal del Laboratorio Nacional del Pacífico Noroeste de la División de Sistemas Terrestres. Obtuvo un PhD. en Hidrogeología por la Universidad de Stanford (2001) y dos Licenciaturas, una en inglés y otra en Hidrología por la Universidad de New Hampshire (1994). Previo a iniciar su trabajo en el Laboratorio Nacional del Pacífico Noroeste, fue un hidrólogo investigador en el Servicio Geológico de los EE.UU., donde desarrolló y aplicó métodos hidrogeofísicos a lo largo de los EE.UU. El Dr. Day-Lewis dirigió una investigación aplicada sobre la caracterización, monitoreo, y entendimiento de los procesos hidrológicos, con un énfasis en las interacciones agua superficial/ agua subterránea y rocas fracturadas. Una de las recientes actividades que desarrolla incluyen el estudio de procesos en zonas hiporreicas y la medición de propiedades de formaciones geológicas que controlan el almacenamiento de contaminantes. Él tiene experiencia en métodos eléctricos, de radar, electromagnéticos y geofísicos, así como también en la medición de la temperatura distribuida. En esta misma línea él también desarrolló un software para el análisis de este tipo de datos (1DTempPro, DTSGUI, FLASH-R). Como parte de sus esfuerzos para la transferencia de su tecnología, el

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Dr. Day-Lewis colabora con patrocinadores estatales y federales que incluyen SERDP, ESTCP, DOE, EPA, entre otros que apoyan en la toma de decisiones informada sobre la selección y aplicación de métodos y herramientas geofísicas. Él también desarrolló herramientas para la toma de decisiones (SEER, FRGT-MST) para ayudar a los gestores ambientales en campo a identificar los métodos geofísicos superficiales apropiados para los objetivos y metas de determinados proyectos, basados en las condiciones de campo.

El Day-Lewis fue coeditor de la monografía de la Unión Geofísica Americana "Hidrología Subsuperficial: Integración de Datos para Propiedades y Procesos" (2007). Él es miembro de la Sociedad Geológica Americana, fue presidente de la Unión Geofísica Americana, sección Geofísica Subsuperficial, también fue vicepresidente de la Sociedad de Ingeniería Geofísica y Ambiental. Además, fue Editor Asociado para las revistas científicas "Water Resources Research", "Groundwater", "Hydrogeology Journal", y "Geosphere".

El **Dr. Lee D. Slater**, después de estudiar en el Reino Unido, una estancia postdoctoral, e iniciar una posición de facultad en los EE.UU., se unió a la Universidad de Rutgers en 2002 para continuar con su investigación en hidrogeofísica. Actualmente es Profesor de Geofísica en la Universidad Rutgers Newark, y es internacionalmente reconocido como un experto en geofísica subsuperficial e hidrogeofísica. Su investigación se enfoca principalmente en el uso de tecnologías geofísicas-eléctricas para la caracterización subsuperficial y monitoreo. Él ha realizado diversos tipos de publicaciones, que incluyen 150 artículos científicos en revistas de revisión por pares, en temas de hidrogeología y geofísica, así como también es co-autor del reciente libro "Resistividad y Polarización Inducida: Teoría y Aplicaciones para la subsuperficie terrestre".

Él ha estado involucrado como investigador principal en múltiples proyectos de investigación y de demostración tecnológica, financiados por el Departamento de Defensa, Departamento de Energía, Departamento de Agricultura, Servicio de Parques Nacionales, y La Fundación Nacional de Ciencias de los Estados Unidos. Él también ha tenido roles de liderazgo dentro de la Comunidad Académica Geofísica, que incluyen ser miembro de la Unión Geofísica Americana (AGU, por sus siglas en inglés), específicamente del grupo enfocado en Geofísica Subsuperficial, miembro de Comité Técnico Hidrogeofísico de la AGU, y presidente de la Sociedad Ingeniería Geofísica y Ambiental (EEGS, por sus siglas en inglés).

El Dr. Slater actualmente es Editor Asociado de la revista "Water Resources Research" y recientemente editó un nuevo volumen sobre Geofísica Subsuperficial publicado en la Segunda Edición del Tratado de Geofísica, parte de Elsevier. Él ha servido

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

en múltiples comités de revisión para grandes proyectos de investigación hidrogeológicos interdisciplinarios en Europa.

En 2013 él recibió el premio Harold B. Mooney por parte de la Sociedad de Geofísicos de Exploración (SEG, por sus siglas en inglés). Sus numerosos estudiantes graduados de PhD. en su gran mayoría ahora ocupan posiciones académicas y ahora están contribuyendo con sus propias investigaciones en el campo de la geofísica. En 2018, el Dr. Slater fue electro miembro de la Unión Geofísica Americana (AGU, por sus siglas en inglés), con la siguiente cita: "Por su experimentación visionaria en la geofísica subsuperficial que ha contribuido con avances en la comprensión de la hidrogeología subsuperficial y procesos biogeoquímicos".

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

12 Sobre los Traductores

Pablo Guerrero. Es ingeniero en Geofísica por la Universidad Nacional Autónoma de México, en el módulo de Hidrogeología. Completo las materias correspondientes en el departamento de Hidrología y Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Arizona. Profesionalmente se ha desarollado en la industria energética realizando estudios geofísicos marinos en el Golfo de México.

Angel Intriago. es Ingeniero en Ciencias del Agua por la Universidad Regional Amazónica Ikiam, Ecuador. Publicó su tesis de grado como artículo científico en la revista Journal de South America Earth Sciences, en esta tesis se estiman posibles efectos en la recarga de agua subterránea, debido al cambio climático, en una localidad costera ecuatoriana. En 2022 ganó la Clean Water Science Network Fellowship para desarrollar un proyecto de vinculación con la comunidad, en el cual se utiliza un Groundwater Sandbox model para enseñar a las personas de la comunidad los principios básicos del agua subterránea. Por otro lado, ha trabajado en proyecto interdisciplinarios, uno de ellos es el proyecto Tomorrow´s Cities, el cual tiene como objetivo evaluar los riesgos geomorfológicos de sectores informales de Quito. Actualmente se encuentra trabajando en un sistema de pronóstico de caudales para una central hidroeléctrica.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

Por favor considera registrarte en la lista de emails del GW-Project y mantente informado sobre la publicación de nuevos libros, eventos y maneras en las que tú puedes participar en este proyecto. Cuando tú te registras en nuestra lista de emails, ayudas a construir una comunidad global de agua subterránea. Regístrate↗.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

13 Modificaciones a la Versión Original

Cambios de la Versión Original a la Segunda Versión

Versión Original: diciembre 2021, Segunda Versión: agosto 2022

Cambios Generales:

Siete hipervínculos a figuras en el libro original mostraban un mensaje de error en lugar del número de la figura; estos fueron corregidos y la tabla de contenidos fue actualizada para adaptarse a los cambios de número de página que se dieron por la sustitución de la etiqueta en la corrección del error.

Cambios de la Segunda Versión a la Tercera Versión

Tercera Versión: 9 de marzo de 2023

Cambios Generales:

Se eliminó la Tabla de Figuras según el formato actualizado de libros del Groundwater Project.

Las secciones principales ahora comienzan en una página nueva según el formato actualizado de libros del Groundwater Project.

Los parámetros que no estaban en letra cursiva se cambiaron a letra cursiva.

Las unidades que estaban en letra cursiva se cambiaron a letra estándar.

Se actualizó la Tabla de Contenidos.

Cambios Específicos:

los números de página hacen referencia al PDF de la Segunda Versión.

página ii, se agregó en la Tercera Versión.

página iii, se actualizó el formato de derechos de autor y se agregó el DOI, se actualizó el número de páginas, se cambió el formato de cita a 7ma edición de APA, se agregó "de" después de "ejemplo en la descripción de la imagen de portada

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

página ix, se corrigieron dos errores de ortografía en el prólogo: se cambió "imagining" por "imaging".

página 5, se corrigieron las unidades de "Ω.m" a "Ω-m".

página 5, después de la Ecuación 1, se cambió la primera letra de las definiciones de parámetros a minúscula, a menos que sean nombres propios, según el formato del libro del Groundwater-Project.

página 5, se agregaron las unidades de metros a la definición de x_s, y_s, z_s.

página 9, Ecuación 5, se agregó un paréntesis de cierre ') ' al final del lado derecho.

página 14, título de la Figura 4, se define J' ahora como la transpuesta de J's.

página 31, en la ecuación 9a, se corrigió C_D^{-1} a $C_D^{-0.5}$.

página 32, se eliminó 'Es la' en la definición de D.

página 33, se eliminó la variable $d_{sim,i}$ de las definiciones de variables porque no aparece en las ecuaciones 10a o 10b.

página 34, en las definiciones después de la ecuación 11, la variable a se cambió a a_i ".

página 36, Ecuación 12b, se cambió 100* a 100%.

página 39, al final de la tercera oración antes de la última de la Sección 4.5, se cambió la Figura 2 por la Figura 4 y se eliminó la imagen errónea de la Figura 2 en esa ubicación.

página 39, última oración del apartado 4.5, se agregaron paréntesis () alrededor de 2014.

página 64, se cambió "cCaterina" a "Caterina".

página 74, título de la Sección 10, se cambió "a Ejercicios" a "a cada Ejercicio".

página 75, definición de la Ley de Darcy, la variable k se cambió a K en mayúscula.

página 75, dimensiones de la variable K cambiadas de (longitud tiempo) a (longitud/tiempo).

página 79, se agregaron líneas superiores a AM, AN, BM, BN en la ecuación para $K_{g,dipole-dipole}$.

página 79, se agregó "m" después de 56.5 al final de la ecuación de $K_{g,dipole-dipole}$.

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.

página 79, se presentaron ρ_{a_Wenner} y $\rho_{a_dipolo\text{-}dipolo}$ como apiladas para facilitar la lectura.

Cambios de la Tercera Versión a la Cuarta Versión

Cuarta Versión: 15 de marzo de 2023

Cambios Especificos:

los números de página hacen referencia al PDF de la Tercera Versión.

página ii, añadida en la Cuarta Versión

página 143, la descripción de la Figura 4 cambió de:
"y J' es su transpuesta, la cual es"
a:
"y J' es su transpuesta. La matriz Jacobiana es"

The GROUNDWATER PROJECT ©Los Autores Descarga gratuita desde gw project.org
Cualquier persona puede usar y compartir enlaces de gw project.org. La distribución directa del libro está estrictamente prohibida.