



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS CLAVE PARA LA EXPLORACIÓN DE
AGUA SUBTERRÁNEA EN ROCAS FRACTURADAS**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

DENISSE MACARENA TORO ANDRADE

PROFESORA GUÍA:
LINDA DANIELE

PROFESOR CO-GUÍA:
MATIAS TAUCARE TORO

PROFESOR DE LA COMISIÓN:
BENOÎT VIGUIER

Este trabajo es parte del proyecto CAPTA (19CTIGH-121349)

SANTIAGO DE CHILE
2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Denisse Macarena Toro Andrade
FECHA: 2022
PROFESORA GUÍA: Linda Daniele

DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS CLAVE PARA LA EXPLORACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN ROCA FRACTURADA

Mundialmente las problemáticas asociadas al cambio climático, la creciente demanda de agua por el aumento de la población, el crecimiento económico y los problemas de contaminación, han propiciado un fuerte incremento del uso de agua subterránea y un interés para explorar nuevas fuentes o reservorios en ambientes geológicos poco analizados. Los acuíferos, que almacenan y permiten el flujo de agua, pueden encontrarse en diferentes tipos de rocas. En Chile, los estudios hidrogeológicos se han centrado principalmente en los acuíferos porosos de los depósitos aluviales de la Depresión Central, pero estos ocupan solo una pequeña parte del territorio nacional. Por el contrario, en el país dominan las formaciones de rocas consolidadas de las cordilleras Principal y de la Costa, que durante muchos años han estado bajo esfuerzos deformativos y bajo la acción de la meteorización, lo que propicia cambios en sus propiedades hidráulicas. Estos procesos geológicos favorecen una porosidad secundaria que permite la circulación y almacenamiento de agua subterránea a través de ellas.

Estudios recientes han identificado circulación de agua en roca fracturada que podría representar un aspecto relevante en el funcionamiento del ciclo del agua en Chile. Sin embargo, el agua en rocas fracturadas no ha sido estudiada en profundidad hasta el momento, y la primera necesidad es entender su funcionamiento. Para esclarecer el rol de las rocas fracturadas en el funcionamiento del agua subterránea es importante sistematizar las técnicas y métodos para su exploración con el fin de generar información de calidad y comparable. En esta memoria de título se busca resolver esta problemática a partir del desarrollo de una sistematización para el correcto estudio del agua subterránea y las rocas fracturadas.

Los principales resultados consisten en una estructuración en diferentes etapas que garantizan una eficaz exploración para una posterior evaluación y correspondiente gestión de los recursos hídricos. Esta estructuración inicia con el planteamiento de los propósitos de estudio, seguido de una planificación mediante la recopilación de información y el uso de herramientas SIG y de teledetección. Una vez planificada, se realiza la exploración. Esta es en primer lugar a escala regional, realizando investigaciones geológicas, hidrogeoquímicas y geofísicas de campo; y posteriormente a una escala local, para lo para lo cual los ensayos hidráulicos en pozos se vuelven esenciales. Finalmente, al tener los parámetros que caracterizan el medio fracturado en estudio, es posible realizar la evaluación de este mediante modelos conceptuales y numéricos para poder gestionar el recurso hídrico. Además, se concluye que, por sus características, este trabajo puede ser utilizado como guía metodológica por diferentes entidades, tanto públicas como privadas.

DEDICATORIA

A mi Jessica, Carlos, Carlitos y Sebita, que son el hogar de mi corazón

A mis abuelitas, mujeres fuertes que me han enseñado a vivir

Especialmente mi Juli, que extraño tanto y sé que estaría orgullosa

A mi Dios, que sin su amor no sería nada

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, me gustaría agradecerles a mis profesores Linda Daniele y Matías Taucare por esta oportunidad de ser parte del proyecto CAPTA (19CTIGH-121349), permitirme aprender más del lindo mundo de la hidrogeología y por formarme durante este periodo. Gracias al profesor Matías por las enseñanzas que me entregó, el tiempo invertido en las reuniones, las preguntas resueltas, la guía y los consejos entregados para mi crecimiento como futura profesional. Gracias también a la profesora Linda por sus enseñanzas y apoyo en todo momento, por las oportunidades entregadas para desarrollarme académicamente en otras áreas y desafiarme a buscar aprender siempre más. Gracias también al profesor Benoît Viguiet, por sus correcciones y sugerencias para mejorar este trabajo.

Estoy profundamente agradecida del privilegio de estudiar y aprender y como si fuera poco, estos años de universidad conocí personitas que hicieron este proceso aún mejor. En primer lugar, quiero mencionar a mis gubucitos, mi oasis en días pesados y apoyo espiritual cuando me sentí perdida. Especialmente a mi Jose, gracias por apoyarme tanto en esta etapa de mi vida, es una fortuna tenerte y haber compartido tantos completos, ataques de risa y abrazos en los días de llanto. También a las personas de mi carrera que tengo el privilegio de llamar amigos, mis amados geobelles, los responsables de que aún los lunes me gustaran y que madrugar no fuera tan terrible. Vale, Sofi, Cami, Vanne, Tomi, Joaco, Nico, Alejo, Lucho y Alonso, gracias por enseñarme tanto, por compartir su comida y por ser personas hermosas a quienes espero de todo corazón verles cumplir sus sueños... ya veremos en un par de años quien ganó las apuestas! Por su puesto que menciono honrosa a mis geobellas, mujeres valientes y fuertes, a quienes admiro demasiado y me han llenado de amor. Especialmente a mi amiguita Vannesa, ha sido uno de los mejores regalos poder compartir tantas aventuras, estas presente en los mejores recuerdos y sin duda que sin tu compañía, no serían tan buenos.

Ahora mencionaré a algunos de mis tesoros más preciados a quienes no puedo dejar de agradecer. Michelle, mi negrita apañadora, que durante tantos años hemos compartido ñoñerías, locuras y música. Ximena, mi chinita con quien hemos crecido tanto y siempre estamos juntas. Berta, mi hermanita chica quien me ha fortalecido en mis momentos más dolorosos y nos apoyamos constantemente. Nicolas, mi mejor contrincante para batallas de risas y guitarreos nocturnos. Belén, con quien podemos hablar por horas y hemos compartido el proceso de ir sanando el corazón. Almendrita, Tía Marce, Maty, Loammi, Lali, y a todas las bellas personas de mi vida, gracias.

Especialmente gracias infinitas a mis papis por darme alas y siempre creer en mí, por sus oraciones, por entender mis mañas y amarme en los momentos de estrés que suelo ser muy difícil de amar. Gracias por cuidarme y siempre ir a dejarme a la micro. Gracias a mis hermanitos por ser amorosos y chistosos, por cuidarme, aconsejarme y darme la energía que necesito simplemente pasando tiempo juntos. Gracias también a mi gordito, sin quien no me imagino la vida. Ustedes son lo que más amo en esta tierra y sin ustedes no sería nada de lo que soy. Finalmente, pero lo más importante, gracias a Dios, por llenarme de amor y bendiciones en este lugar que estamos de paso y por enseñarme aquello que está más allá de lo que vemos y ser lo que siempre busqué! La verdad ni se cómo llegué hasta aquí y creo fuertemente que es pura gracia...

TABLA DE CONTENIDO

Parte I: Estado del arte

Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Objetivos del estudio.....	4
1.2 Organización del Trabajo de Título.....	4
Capítulo 2: Conceptos Básicos y etapas de exploración	6
2.1 Acuíferos de Rocas Fracturadas.....	6
2.2 Etapas de exploración	9
Capítulo 3: Recopilación de Información	11
3.1 Derechos de Agua.....	13
3.2 Ubicación de pozos.....	16
3.3 Catastro de usos de suelo.....	18
3.4 Datos hidrometeorológicos	20
3.4.1 Obtención de datos hidrometeorológicos para el balance hídrico.....	20
3.4.2 Cambio Climático y sus efectos	22
3.5 Ubicación obras hidráulicas.....	24
3.6 Cartas geológicas	26
3.7 Imágenes satelitales.....	29
Capítulo 4: Análisis SIG y teledetección.....	30
4.1 Identificación de Manantiales.....	31
4.2 Trazado de red de drenaje.....	33
4.3 Delimitación de contacto aluvio/roca dura.....	35
4.4 Mapeo de lineamientos	38
4.5 Mapa de pendiente.....	40

4.6	Análisis topológico	41
Capítulo 5: Terreno geológico.....		42
5.1	Mapeo geológico y estructural.....	42
5.1.1	Rocas Cristalinas	43
5.1.2	Rocas Volcanosedimentarias.....	43
5.1.3	Rocas Carbonatadas.....	44
5.2	Muestreo de roca/suelo	45
5.3	Mapeo geomorfológico.....	47
5.4	Perfiles de meteorización.....	50
5.5	Análisis geotécnico de fracturas	53
Capítulo 6: Investigación Hidrogeoquímica de Campo.....		55
6.1	Muestreo hidroquímico.....	55
6.2	Muestreo isotópico.....	58
6.2.1	Isótopos Estables	58
6.2.2	Isotopos Inestables.....	59
6.3	Instalación de recolectores de lluvia.....	62
6.4	Ensayos de infiltración.....	64
Capítulo 7: Exploración geofísica.....		67
7.1	Magnetismo.....	68
7.2	Gravedad	70
7.3	Tomografía de resistividad eléctrica (ERT).....	71
7.4	Transiente electromagnético (TEM).....	73
7.5	Sísmica.....	76
Capítulo 8: Registro de Pozos		79
8.1	Mapeo geológico y geotécnico de testigo.....	79

8.2	Televiewer.....	82
8.2.1	Televiewer óptico.....	82
8.2.2	Televiewer acústico.....	83
8.2.3	Comparación entre ambas técnicas.....	84
8.3	GPR.....	86
8.4	Registro de pozos.....	88
8.4.1	Registro de Temperatura:.....	88
8.4.2	Registro de Caliper:.....	89
8.4.3	Registro de Flujos:.....	89
8.4.4	Registro de Porosidad:.....	89
8.4.5	Registro de Resistividad:.....	90
8.4.6	Registro de Rayos Gamma:.....	90
8.4.7	Registro de Potencial Espontáneo:.....	90
8.5	Ensayos de empacadores o Lugeon.....	92
8.5.1	Prueba Lugeon.....	93
8.5.2	Prueba Lugeon Modificado.....	93
8.6	Prueba de pozos transversales.....	95
Capítulo 9: Monitoreo de Pozos.....		97
9.1	Monitoreo del nivel de agua.....	97
9.2	Monitoreo de la temperatura.....	99
9.3	Conductividad eléctrica.....	102
Capítulo 10: Modelación Numérica.....		104
10.1	Discrete Fracture Network (DFN).....	107
10.2	Flujo.....	110
10.3	Transporte reactivo.....	111

Capítulo 11: Discusiones y conclusión.....	113
11.1 Discusiones	113
11.1.1 Discusiones Generales.....	113
11.1.2 Prioridades de las metodologías propuestas	120
11.1.3 Discusiones específicas por Párrafo	124
11.2 Conclusiones.....	127
Capítulo 12: Bibliografía	128
Anexo	148

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2-1. Principales diferencias entre acuíferos porosos y de rocas fracturadas. Tomado de Singhal y Gupta (2010).....	7
Tabla 2-2. Tipos de rocas y acuíferos de acuerdo con una clasificación hidrogeológica.....	8
Tabla 4-1. Patrones de drenaje comunes en rocas duras y su importancia geológica. Extraído de Singhal y Gupta (2010). Ejemplos de estos patrones se encuentran en la Figura 4-2.....	33
Tabla 5-1. Composición de rocas representativas de las principales litologías mencionadas. Tomado de Worthington et al. (2016).	45
Tabla 5-2. Morfologías comunes en ambientes de roca dura con sus principales características. Modificado de Philip & Singhal, (1992).....	48
Tabla 6-1. Ejemplos de algunos isotopos usados para estudios hidrogeológicos. Tomado de (Singhal & Gupta, 2010)	61
Tabla 13-1. Prioridades de las metodologías en la etapa 2, Planificación.....	148
Tabla 13-2. Prioridades de las metodologías en la etapa 3, Evaluación y Exploración Regional	149
Tabla 13-3. Prioridades de las metodologías en la etapa 4, Exploración Local a escala de pozos.....	150

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1. Distribución de agua en el planeta.....	1
Figura 1-2. Estrés hídrico en el mundo. Este mide la relación entre el total de extracciones de agua y los suministros de agua renovable disponibles. Las extracciones de agua incluyen los usos domésticos, industrial, de riego y uso para ganado consuntivo y no consuntivo. Los suministros disponibles de agua renovable incluyen suministros de aguas subterráneas y superficiales. Modificado de Mekonnen & Hoekstra (2016) y World Resources Institute (2019).....	2
Figura 2-1. Clasificación de rocas porosas y fracturadas. Modificado de Cook et al. (2003).	6
Figura 2-2. Etapas en la exploración, evaluación y gestión de recursos hídricos en medios fracturados.....	9
Figura 3-1. Ciclo Hidrogeológico. Elaboración propia.....	11
Figura 3-2. Riesgo General de Agua en el Mundo. El riesgo general del agua mide todos los riesgos relacionados con el agua, agregando todos los indicadores seleccionados de las categorías de cantidad física, calidad y riesgo regulatorio y de gestión. Tomado de WRI (2019).....	15
Figura 3-3. Tendencia en niveles de pozos entre los años 2000-2016, donde los colores representan: Azul: Tendencia positiva significativa; Verde: tendencia positiva no significativa; Amarillo: Tendencia negativa no significativa; Rojo: Tendencia negativa significativa. Tomado de CAZALAC (2017).....	17
Figura 3-4. Recarga subterránea difusa y focalizada. Modificado de Healy & Scanlon (2010).	21
Figura 3-5. Dominios morfoestructurales y división político-administrativa de Chile. Tomado de (SERNAGEOMIN, 2003).	28
Figura 4-1. Tres estados hidrogeológicos de los manantiales. Modificado de Buttle et al. (2012).....	31
Figura 4-2. Ejemplos de patrones de drenaje. a) Dendrítico, b) Rectilíneo, c) Rectangular y Angular, d) Paralelo, e) Anular y sub-radial. Tomado de Gupta (2003).....	34
Figura 4-3. Representación de la litología global. Obtenido de Hartmann & Moosdorf (2012).	35
Figura 4-4. Modelo conceptual de recarga de frente de montaña. Tomada de (Markovich et al., 2019).....	37

Figura 4-5. Ejemplo de mapeo de lineamientos realizado por Gleeson & Novakowski (2009). a) Imagen Landsat en falso Color y b) DEM mejorado con mapa de sombras.....	39
Figura 4-6. Análisis topológico propuesto por Sanderson & Nixon (2015). Tomado de (Taucare et al., 2020b).....	41
Figura 5-1. Correlación entre las tasas de disolución de los principales minerales formadores de rocas con la permeabilidad (K) de las principales litologías. Las tasas de disolución son de Brantley et al. (2008), y las permeabilidades son de Gleeson et al. (2011). Tomado de Worthington et al. (2016).	46
Figura 5-2. Perfil esquemático de relieves en ambientes de roca dura con los principales agentes morfogenéticos y depósitos de ejemplo. Modificado de Singhal & Gupta (2010). 47	
Figura 5-3. Perfil de meteorización de roca dura idealizado. Modificado de Singhal & Gupta (2010) y Lachassagne et al. (2021).....	51
Figura 6-1. Mapa de isoconas de TDS, SO_4^{2-} y la relación HCO_3^- / Cl^- en un caso de estudio en Helen Spring, Norte de Australia por Verma & Jolly (1992). Redibujado por Singhal & Gupta (2010).....	56
Figura 6-2. Diferentes diagramas para esquematizar un resultado hidroquímico de laboratorio de dos muestras. a) Diagrama de Schoeller-Berkaloff, b) Diagrama de Stiff y c) Diagrama de Piper.	57
Figura 6-3. Línea Meteórica mundial comparada con los cambios de la composición isotópica del agua producida por diferentes procesos. Modificada de (Valenzuela et al., 2013).	59
Figura 6-4. Rangos de datación de algunos isotopos utilizados. Modificado de Aggarwal et al. (2005).....	60
Figura 6-5. Efecto de la altitud y estacionalidad en el fraccionamiento isotópico en las precipitaciones. Elaboración propia.	62
Figura 6-6. Tasa de infiltración en el tiempo en suelos. Se muestra que, a menor humedad del suelo, la infiltración inicial será mayor y más rápida. Elaboración propia.....	65
Figura 6-7. Ensayo de infiltración en roca fracturada por Salve (2005). a) Grilla de mediciones con las fracturas expuestas, b) Sección del mecanismo del ensayo, c) Comparación entre los modelos de infiltración en suelo y los medidos en una sección del macizo fracturado, d) Correlación entre la infiltración y la densidad de fracturas.....	66
Figura 7-1. Tipos de materiales de acuerdo con su comportamiento al ser sometidos a un campo magnético externo. Elaboración propia.	68
Figura 7-2. Mediciones de resistividad aparente con mayor espaciado de electrodos de corriente que conducen a mayores profundidades de penetración de la corriente inyectada.	

Los electrodos de inyección son el par A-B y los electrodos de medición de voltaje son el par M-N. Tomado de (Kirsch, 2009).....	71
Figura 7-3. Resultados de la exploración geofísica de mediante gravimetría y ERT en la cuenca del Aconcagua. Tomado de Figueroa et al. (2021).	72
Figura 7-4. Esquema explicativo de las etapas de medición en TEM. (a) Pulso de transmisión, (b) Fuerza Electromotriz y (c) campo magnético secundario. Modificado de ABEM (2015).	74
Figura 7-5. Esquema explicativo del transiente electromagnético, describe el flujo de corriente y campos magnéticos que se generan en la aplicación del método TEM. Extraído de Blanco (2016).	75
Figura 7-6. Ondas directas, reflejadas y refractadas en un levantamiento sísmico. Tomada de Shingal y Gupta (2010).....	76
Figura 7-7. Estructura sísmica de la zona de meteorización en un área de roca dura basada en la aplicación de ondas P. (a) Interpretación tomográfica de ondas refractadas; el material no consolidado se indica mediante valores bajos de velocidad de onda P (v_p). (b) Sección de reflexión sísmica que muestra las capas dentro de la zona de vadosa. Los contornos de velocidad para $v_p = 400, 800$ y 1200 m / s se indican mediante líneas discontinuas para comparar (Tomado de Kirsch (2009). Por cortesía de GeoExpert AG, Schwerzenbach, Suiza).....	77
Figura 8-1. Ejemplo de testigo recuperado.....	79
Figura 8-2. a) Esquema subsuelo a partir de los datos de: b) Televiever acústico y c) Testigos de roca. Tomado de (Krone et al., 2021).....	81
Figura 8-3. Funcionamiento del Televiever óptico. Modificado de Hubbard & Malone (2013).....	82
Figura 8-4. Funcionamiento del Televiever acústico. Con color rojo se representa el tiempo de tránsito y en azul la amplitud de la onda. Modificado de Halladay et al. (2010).	83
Figura 8-5. Imágenes de un Televiever en subsuelo sedimentario fracturado donde se observan al detalle las características físicas de las paredes del pozo. Ejemplo obtenido de Williams (2002) realizado en un acuífero fracturado de Ventura County, California	84
Figura 8-6. (a) Principio del método de reflexión GPR de un solo pozo, en el que un transmisor T envía una señal que es reflejada y posteriormente recibida por un receptor R ubicado en el mismo pozo. (b) Sección de reflexión esquemática de patrones de reflexión típicos que surgen de fracturas que se cruzan y que no se cruzan con el pozo. Modificado de Spillmann et al. (2007).	86
Figura 8-7. Ejemplo de registro de pozos del estudio realizado por Carruthers & Smith (1992) en un basamento cristalino en Zimbabwe, África.	88

Figura 8-8. Uso estándar de pruebas con empacadores doble para rocas fracturadas. Modificado de Jiang et al. (2009) y Singhal & Gupta (2010).	92
Figura 8-9. Prueba Lugeon modificada con 3 conjuntos de orientaciones de fractura. El pozo 1 es paralelo a F2 y F3 para testear el set de fracturas F1. Tomado de Singhal & Gupta (2010).	94
Figura 8-10. Prueba pozos transversales esquemática. Modificado de Le Borgne et al. (2006a).....	95
Figura 9-1. Diagnóstico de los regímenes de flujo de acuerdo con el descenso normalizado del nivel de agua en el tiempo. Ejemplo tomado de Roques et al. (2014).	98
Figura 9-2. Perfiles de temperatura esquemáticos que muestran las desviaciones del gradiente geotérmico causadas por el calentamiento de la superficie en la zona superficial y la convección en la zona geotérmica. La recarga (movimiento hacia abajo del agua subterránea) da como resultado perfiles cóncavos hacia arriba, mientras que la descarga (movimiento hacia arriba) da como resultado perfiles convexos hacia arriba. Modificado de Taniguchi et al. (1999).....	99
Figura 9-3. Mecanismo básico del monitoreo de la conductividad eléctrica. Modificado de Lee et al. (2021).....	103
Figura 10-1. Representación del modelo de fracturas de acuerdo con los principales modelos conceptuales de roca fracturada. Modificado de Cook et al. (2003) y Singhal & Gupta (2010).	105
Figura 10-2. Pasos para la construcción de un modelo. Elaboración propia.....	106
Figura 10-3. Combinación de modelos deterministas y probabilísticos para modelar a gran escala. Tomado de Gottron & Henk (2021).	108
Figura 10-4. Esquema de las condiciones en la interfaz matriz-fractura. Modificado de MacQuarrie & Mayer (2005).....	111
Figura 11-1. Síntesis de las etapas propuestas.....	114
Figura 11-2. Modelo conceptual del flujo subterráneo en basamento cristalino fracturado en la zona de estudio de St-Brice en Coglès, Francia. (a) Condiciones ambientales y (b) condiciones de bombeo. Tomado de Roques et al. (2014).....	116
Figura 11-3. a) Zona de estudio y modelo geológico del acuífero de Ploemeur, y b) ejemplo de resultados del estudio de monitoreo de temperaturas en pruebas de bombeo para determinar el patrón de la interconexión de fracturas. Tomado de Klepikova et al. (2014).	117
Figura 11-4. Modelo conceptual hidrogeológico tridimensional generalizado de acuíferos graníticos controlados por meteorización monofásica o multifásica. (a) Perfil de la zona de	

estudio de Dewandel et al. (2006): meteorización multifásica (b) Perfil clásico: meteorización única. df_{fiss} : densidad de fisuras conductoras, K_{fiss} : conductividad hidráulica de fisuras y K_{global} : conductividad hidráulica equivalente de la capa. Tomado de Dewandel et al. (2006).	118
Figura 11-5. Modelo conceptual de la recarga de agua subterránea desde la Cordillera Principal a los acuíferos de la Depresión Central, controlada por las fallas del frente de montaña. Tomado de Figueroa et al. (2021), modificado de Taucare et al. (2020).	119
Figura 11-6. Diagrama de flujo para la realización de las etapas 1 y 2.....	120
Figura 11-7. Diagrama de flujo para la realización de la etapa 3.	121
Figura 11-8. Diagrama de flujo para la realización de la etapa 4.....	122
Figura 11-9. Diagrama de flujo para la realización de la etapa 5.....	123

Parte I: Estado del arte

Capítulo 1: Introducción

El agua es un elemento imprescindible en la configuración de los sistemas medioambientales y un bien de primera necesidad para los seres vivos, ya que sostiene la vida en el planeta. Los seres humanos no pueden vivir sin agua, pero solamente un 3% del agua en la Tierra corresponde a agua dulce. De esta porción dulce, el agua subterránea corresponde a la mayor fuente, siendo el 30% de esta (Shiklomanov, 1998), como se observa en la Figura 1-1. Además, de esta proporción se obtiene que el agua subterránea es el 96% del agua dulce que se encuentra en estado líquido. A pesar de lo anterior, el agua superficial, siendo el 1% del agua dulce del planeta (Shiklomanov, 1998), procedente de ríos y/o lagos, son la principal fuente de agua utilizada por la población a diario para su bienestar y para abastecer a las actividades socioeconómicas. Sin embargo, en las regiones áridas y semi áridas del mundo, las aguas superficiales son escasas o simplemente no están presentes. A diferencia de las fuentes de agua superficial, el agua subterránea es menos vulnerable a cambios climáticos abruptos, lo que implica que durante años secos es el principal suministro ante la demanda de agua (Cuthbert et al., 2019; Van der Gun, 2012). Además, éstas interactúan constantemente con los componentes superficiales del ciclo del agua, siendo a menudo una componente importante del flujo base de corrientes, lagos, humedales y otros ecosistemas asociados, proveniente de la descarga de las aguas subterráneas, siendo muy importantes para su sostenimiento (Gleeson & Richter, 2017; Sahuquillo, 2009).

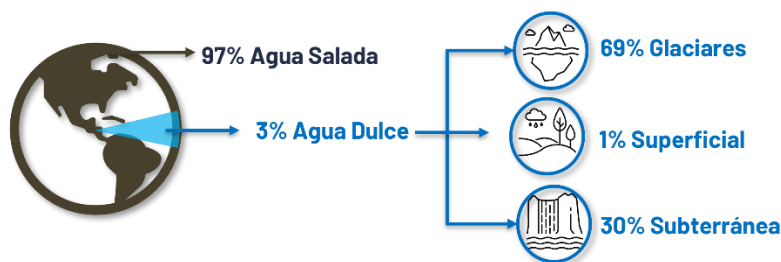


Figura 1-1. Distribución de agua en el planeta.

El agua subterránea se origina de la infiltración del agua superficial, la cual se almacena en el subsuelo al alcanzar la zona saturada (Custodio & Llamas, 1983; Healy & Scanlon, 2010; Simmers et al., 1997; Vries & Simmers, 2002). No obstante, su gestión no es simple puesto que no se encuentra a simple vista. Además, en contexto de cambio climático, el ciclo del agua es alterado, lo que dificulta la previsión de la disponibilidad de recursos hídricos superficiales (Organización de las Naciones Unidas, 2019; Van der Gun, 2012). Pero se ha demostrado que casi la mitad de los flujos mundiales de agua subterránea podrían equilibrarse con las variaciones de recarga debido al cambio climático en escalas de tiempo humanas (Cuthbert et al., 2019). Por lo tanto, es necesario considerar con mayor detención las reservas de agua subterránea, ya que podrían corresponder a un recurso seguro y estable para la población. Sumado a las problemáticas relacionadas con el cambio climático, en muchas regiones del mundo hay una sobredemanda frente a la oferta actual de agua, por lo que más

de dos mil millones de personas viven en países que sufren estrés hídrico (ONU, 2018), como se muestra en la Figura 1-2. Sin embargo, el estrés del agua es a menudo un fenómeno estacional más que anual, pero se estima que cuatro mil millones de personas viven en zonas de escasez grave de agua física por lo menos durante un mes cada año (Mekonnen & Hoekstra, 2016).

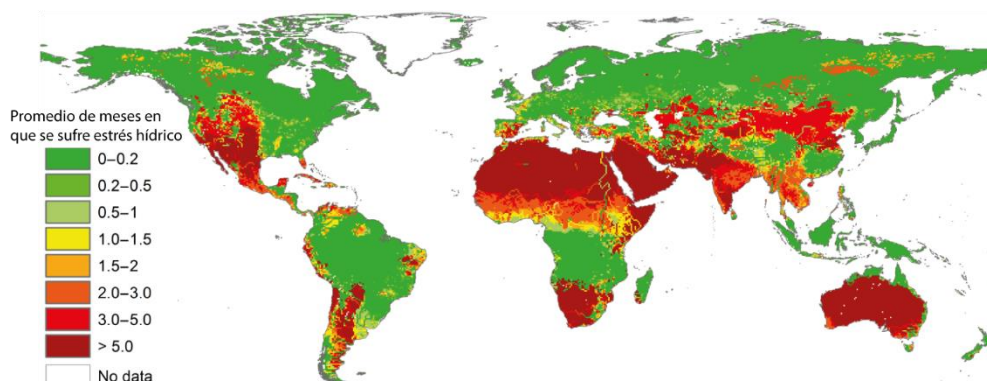


Figura 1-2. Estrés hídrico en el mundo. Este mide la relación entre el total de extracciones de agua y los suministros de agua renovable disponibles. Las extracciones de agua incluyen los usos domésticos, industrial, de riego y uso para ganado consuntivo y no consuntivo. Los suministros disponibles de agua renovable incluyen suministros de aguas subterráneas y superficiales. Modificado de Mekonnen & Hoekstra (2016) y World Resources Institute (2019).

En el caso de Chile, si bien la disminución de la oferta por falta de precipitaciones es una causa importante, se estima que sólo un 12% de los problemas de brechas y riesgo hídrico se originan por esto; mientras que el 44% de los problemas son provocados por una deficiente gestión del agua y su gobernanza (EH2030, 2019). Esta mala gestión de los recursos está estrechamente relacionada con la falta de conocimiento sobre el funcionamiento del ciclo hidrogeológico en su totalidad, ya que, a pesar de su importancia, se suele omitir la relación existente entre los recursos hídricos superficiales y los subterráneos (Döll et al., 2016; Sood & Smakhtin, 2015). Y más aún, las rocas consolidadas que conforman tanto la Cordillera de la Costa como la Cordillera Principal son consideradas con una importancia hidrogeológica baja o nula (DGA, 1986). Es más, si se analizan algunas cuencas en específico estas rocas consolidadas son consideradas arbitrariamente impermeables en informes técnicos, como por ejemplo en la cuenca del Estero de Casa Blanca (DGA, 2014), el agua subterránea de las Regiones Metropolitana (DGA, 2019) y Maule (DGA, 2018), entre muchos otros ejemplos. Por esto, surge la necesidad de abarcar el problema en todos sus niveles, teniendo políticas efectivas y, en primer lugar, impulsando el conocimiento mediante la investigación de los componentes que intervienen en el ciclo hidrogeológico y sus interacciones, y así desarrollar una mejor estrategia de planificación para enfrentar la crisis hídrica actual.

Como se mencionó anteriormente, el agua dulce en su mayoría es invisible para la humanidad y es almacenada en el subsuelo en formaciones rocosas llamadas acuíferos. Estos acuíferos pueden corresponder a sedimentos detríticos no consolidados que almacenan el agua en poros intergranulares o en rocas consolidadas que almacenan agua en fracturas, entre otros. Más de la mitad de los continentes corresponde a rocas consolidadas (Jens Hartmann & Moosdorf, 2012; Singhal & Gupta, 2010), en general, de baja permeabilidad, pero pueden adquirir de moderada a buena permeabilidad de acuerdo con la densidad de fracturas, agrupándose en el contexto de la hidrogeología bajo el término de “rocas fracturadas”. Además, el agotamiento

de los acuíferos conocidos es una realidad en muchas regiones del mundo, que se manifiesta principalmente por la rápida disminución de los niveles de agua subterránea medidas en pozo (Jasechko & Perrone, 2021) y recientemente demostrado en grandes cuencas sedimentarias por los satélites *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE), como por ejemplo en el Norte de India (Rodell et al., 2018) y en el Valle Central de California (Famiglietti et al., 2011). En este último caso, con los satélites GRACE las variaciones en la gravedad observadas se interpretan como cambios en el almacenamiento de aguas terrestres. Por todo lo anterior últimamente las aguas subterráneas, consideradas como una fuente segura, necesitan mayores estudios para conocer en detalle su funcionamiento y su relación con los otros componentes del ciclo del agua en los distintos territorios.

Las nombradas rocas fracturadas de acuerdo con su litología y diferentes propiedades, en este trabajo se clasifican en 3 tipos, de acuerdo con la clasificación de Singhal & Gupta (2010): Cristalinas, correspondientes a rocas ígneas y metamórficas como granitos, gneises, esquistos, etc.; volcanosedimentarias, como basaltos, andesitas, areniscas o lutitas consolidadas; y carbonatadas, como calizas o dolomitas. En estas rocas en general, las fracturas son las estructuras que facilitan el almacenamiento y movimiento de los fluidos, pero también en las metamórficas foliadas la esquistosidad juega un rol relevante, así como la estratificación en rocas estratificadas. Los parámetros que controlan el comportamiento hidráulico de una red de fractura en un macizo heterogéneo son principalmente la geometría de las estructuras (incluyendo fallas y pliegues), es decir, la orientación, el espaciado, la densidad, la longitud, la conectividad de las fracturas y el material de relleno de estas (Cook et al., 2003; Krásný & Sharp, 2007; Mäkel, 2007; J. M. Sharp, 2014; Singhal & Gupta, 2010). Sin embargo, la meteorización también es un proceso que genera fracturas (B. Dewandel et al., 2006; Krásný & Sharp, 2007; Lachassagne et al., 2011). Por esto, es necesario un análisis estructural completo dependiendo de la zona de estudio.

Los Andes de Chile es posible segmentarlo en tres dominios morfotectónicos, cuyos dos primeros corresponden a la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, compuestas principalmente de rocas volcanosedimentarias e intrusivas. Entre ambas cordilleras se encuentra el tercer dominio, un estrecho valle longitudinal llamado Depresión Central. Este último corresponde a un valle erosivo (Farias, 2007) rellena por sedimentos semi a no consolidados. Pero los estudios hidrogeológicos se han centrado prácticamente solo en los depósitos de la Depresión Central, donde existen acuíferos aluviales, siendo que tales litologías abarcan solamente un 15% del área total de Chile (Taucare, et al., 2020b). Con el fin de responder a la necesidad de avanzar en los estudios hidrogeológicos en medios fracturados, recientemente se han realizado algunos estudios en el país en las zonas centro y norte. En la zona central se ha demostrado la existencia de agua subterránea circulando por las fracturas de las rocas volcanosedimentarias, la cual contribuye a la recarga de los acuíferos aluviales de la Depresión Central aprovechando la alta densidad de fracturas conectadas (Taucare et al., 2020 a y b) y la presencia de fallas oblicuas al frente de montaña, para realizar una recarga focalizada (Figueroa et al., 2021a). Mientras, en la zona norte también se ha abordado el papel que tiene la infiltración desde la montaña en la recarga de los acuíferos de la Depresión Central en el Desierto de Atacama (Gamboa et al., 2019; Marazuela et al., 2019; Viguier et al., 2018).

A partir de la problemática planteada, se tiene la necesidad de estudiar el recurso hídrico en su totalidad, incluyendo los medios de rocas fracturadas como partes del ciclo hidrogeológico. Para esto, es necesario sistematizar su exploración y de esta manera, entender su funcionamiento. Por esto, en esta memoria de título se presentan diferentes metodologías con el fin abordar los tópicos necesarios para la exploración de agua en rocas fracturadas con el fin de contribuir a entender su rol en el ciclo del agua en nuestro país.

Dicho esto, se espera cumplir con los objetivos de a continuación:

1.1 Objetivos del estudio

- **Objetivo General:** Generar un compendio de pasos y métodos que permitan sistematizar la exploración de agua en rocas fracturadas.
- **Objetivo Específicos:**
 - Definir y jerarquizar los parámetros clave para la exploración.
 - Evaluar metodologías actuales para estudiar los medios fracturados (geofísica, pruebas en pozos y estudios en terreno).
 - Diagnosticar los tipos de modelos numéricos aplicados a rocas fracturadas.

1.2 Organización del Trabajo de Título

Para el desarrollo de esta Memoria de Título, la estructura para exponer el trabajo realizado es la siguiente:

- Parte I: Estado del arte
 - Introducción: Corresponde a la descripción del tema, la motivación de éste y los objetivos del trabajo realizado.
 - Conceptos básicos y etapas de exploración: Corresponde a una descripción y definición de los conceptos básicos asociados a los acuíferos en rocas fracturadas; también se exponen los pasos propuestos para una exploración de estos acuíferos, en torno a los que se desarrollará la Parte II.
- Parte II: Desarrollo de las metodologías de estudio
 - Recopilación de Información: Se presentan la información requerida para realizar un presupuesto y diagnostico preliminar para suministro de agua.
 - Análisis SIG: Se presenta el uso de la herramienta de Sistemas de Información Geográfica para determinar objetivos de exploración y ubicaciones estratégicas para esto.
 - Terreno Geológico: Se presentan la metodología e información necesaria para la descripción geológica superficial al iniciar la exploración.
 - Investigación hidrogeológica de campo: Se presentan la metodología e información necesaria para la descripción hidrogeológica superficial y subterránea con técnicas de hidrogeoquímica e isotopía.
 - Exploración geofísica: Se describen las principales herramientas geofísicas para la prospección del subsuelo en rocas fracturadas.

- Registro de pozos: Se detallan los métodos de adquisición de registros geofísicos de pozo comúnmente aplicados a la roca fracturada para una exploración más detallada.
- Monitoreo de pozos: Se describen los principales parámetros a monitorear en el espacio y tiempo.
- Modelación numérica: Se presentan los principales modelos numéricos de fracturas, transporte reactivo de y flujo en medios fracturados para determinar las gestiones en el recurso.
- Parte III: Discusiones y Conclusión: Se interpretan los resultados obtenidos, se discute su validez y se presentan las principales conclusiones

Capítulo 2: Conceptos Básicos y etapas de exploración

2.1 Acuíferos de Rocas Fracturadas

Un acuífero es una formación rocosa que en sus espacios huecos es capaz de almacenar agua. De acuerdo con estos espacios vacíos, es posible clasificar los acuíferos en porosos o fracturados/fisurados. En el primero, la porosidad, que son los espacios abiertos donde se puede almacenar agua, tiene lugar en el espacio entre los granos individuales, por lo que es una porosidad primaria o intergranular, que es adquirida durante su depósito. En estos, la permeabilidad, que es la capacidad para transmitir un fluido, se relaciona con la porosidad, las formas de los poros y su nivel de conectividad, por lo que influyen también el tamaño y selección de los granos. Por otro lado, un acuífero en roca fracturada corresponde a uno que existe en formaciones rocosas consolidadas cuya porosidad se debe al desarrollo de un sistema de fracturas adquiridas con posterioridad a su formación, por lo que se denomina “porosidad secundaria”. En estos, la permeabilidad depende de la geometría de los sistemas de fracturas, es decir, la orientación, el espaciado, la densidad, la longitud, la conectividad de las fracturas y el material de relleno de estas (Cook et al., 2003; Krásný & Sharp, 2007; J. M. Sharp, 2014; Singhal & Gupta, 2010), lo que se detallará en el Párrafo 4.6. Y si bien todos los acuíferos contienen algún grado de heterogeneidad, la característica fundamental de los acuíferos de roca fracturada es la extrema variabilidad espacial en la conductividad hidráulica y, por lo tanto, en la tasa de flujo del agua subterránea (Cook et al., 2003).

Se puede considerar que todos los acuíferos caen en un continuo entre los sistemas de medios porosos y de fracturas, como en la Figura 2-1. En acuíferos de medios porosos homogéneos, el agua subterránea fluye a través de espacios entre los granos. Por el otro extremo, en medios puramente fracturados, el agua subterránea fluye solo en conductos y la matriz es impermeable. En realidad, la mayoría de los acuíferos de rocas fracturadas son del tipo de medios porosos fracturados (Cook et al., 2003), donde el agua puede fluir y almacenarse en las fracturas y en la matriz. Sin embargo, los modelos de flujo de agua subterránea generalmente asumen medios porosos homogéneos o medios puramente fracturados. Si bien es poco probable que estas suposiciones sean ciertas en la realidad, brindan un punto de partida útil para la comprensión del comportamiento del agua subterránea en rocas fracturadas.

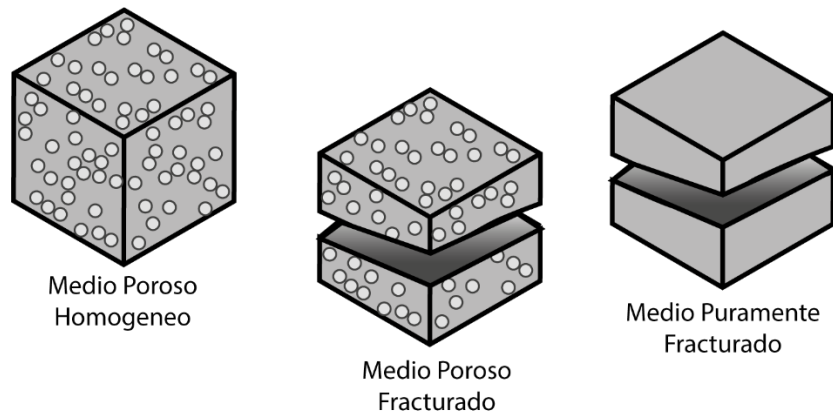


Figura 2-1. Clasificación de rocas porosas y fracturadas. Modificado de Cook et al. (2003).

Anteriormente, los principios de presencia y movimiento de agua subterránea se estudiaron principalmente para medios porosos homogéneos, debido a la simplicidad y el desarrollo generalizado de agua subterránea en tales formaciones (Singhal & Gupta, 2010). Respecto a las principales diferencias entre los acuíferos porosos y los de roca fracturada, se encuentran en la Tabla 2-1. En esta tabla es importante destacar que estas diferencias dependen del volumen de roca a analizar y que no es siempre adecuado diferenciarlos tajantemente ya que podrían tener comportamientos similares en algunos casos.

Tabla 2-1. Principales diferencias entre acuíferos porosos y de rocas fracturadas. Tomado de Singhal y Gupta (2010).

Características	Acuíferos porosos	Acuífero en roca fracturada
Porosidad Efectiva	Principalmente primaria por espacio intergranular	Principalmente secundaria por fracturas posteriores a la depositación y consolidación
Isotropía	Mayormente isótropo	Anisótropo
Homogeneidad	Homogéneo	No siempre homogéneo
Flujo	Laminar	Turbulento/Laminar
Predicciones de flujo	Ley de Darcy generalmente aplica.	No siempre es aplicable ley de Darcy; comúnmente aplicable ley cubica
Recarga	Difusa y focalizada	Dispersa con algunos puntos de recarga focalizada

La conductividad hidráulica corresponde a la capacidad de un medio de permitir el paso de fluidos a través de su estructura. Como se mencionó, la principal característica de los acuíferos en roca fracturada es la variabilidad de la conductividad hidráulica en el espacio, debido a la heterogeneidad que los caracteriza. Además, poseen comúnmente una alta transmisividad, coeficiente de almacenamiento bajo y una velocidad que podría ser rápida y no laminar (Gyöngyi Karay & Hajnal, 2016). Por otro lado, generalmente no cumplen la ley de Darcy, debido a su heterogeneidad, excepto en casos donde hay una gran densidad de fracturas conectadas y el espaciamiento entre ellas sea lo suficiente para que el medio fracturado se comporte actúe de manera hidráulicamente similar a los medios porosos granulares (Freeze & Cherry, 1979). Estos se componen de una red de fracturas o discontinuidades, el bloque de matriz, el relleno de las fracturas y una zona de meteorización (en caso de que exista). Las fracturas, que pueden incluir discontinuidades como diaclasas, diques, fallas, foliaciones y vetas (Peacock et al., 2016), constituyen a las estructuras geológicas más importantes ya que facilitan el movimiento y flujo de agua a través de ellas (Font-Capó et al., 2012), pero también podrían actuar como barreras. Además, el flujo de agua subterránea también puede ocurrir en el regolito meteorizado (Chilton & Foster, 1995; B. Dewandel et al., 2006). La geometría de las fracturas y su abundancia, de lo que se habla

más adelante en los Párrafos 4.6 y 5.6, se rigen en gran medida por la historia y la naturaleza de la deformación estructural del basamento y, por lo general, imponen fuertes parámetros de flujo y transporte anisotrópicos en estos acuíferos (Mortimer et al., 2011). Además, procesos de meteorización, que se mencionarán con más detalle en el Párrafo 5.4, conducen a una alteración del macizo rocoso y sus propiedades, resultando en una zona con mayor conectividad de fracturas (Krásný & Sharp, 2007; Lachassagne et al., 2021).

Se suele entender que las rocas duras son cristalinas (es decir, rocas ígneas y metamórficas), no volcánicas ni carbonatadas (Lachassagne et al., 2021). Sin embargo, estas definiciones son restrictivas y, en muchos estudios hidrogeológicos, "roca dura" se utiliza en un sentido más amplio, pero no definido con precisión. Esto se debe a que otros tipos de rocas, como las rocas sedimentarias bien cementadas que a menudo se encuentran con rocas cristalinas, tienen propiedades hidrogeológicas similares a las rocas cristalinas. Los mismo con algunas rocas volcánicas y carbonatadas. Por esto, para este trabajo se sugiere la aceptación de la definición de "rocas duras" propuesta por Gustafsson (1993): "Las rocas duras incluyen todas las rocas sin suficiente porosidad primaria y conductividad para una extracción factible de agua subterránea". Esto subraya implícitamente la propiedad hidrogeológica más importante de las rocas duras: fracturas que son comunes a todas las rocas independientemente de su gran variedad de mineralogía, petrología y estratigrafía (Krásný & Sharp, 2007), desarrolladas debido a su comportamiento frágil al ser sometidas a un campo de esfuerzos. En este trabajo, se clasificarán en 3 tipos:

- Rocas cristalinas, correspondientes a rocas ígneas y metamórficas como granitos, gneises, esquistos, etc.
- Rocas volcanosedimentarias, como basaltos, andesitas, limolitas o lutitas consolidadas o bien cementadas, o una intercalación de estas.
- Rocas carbonatadas, como calizas o dolomitas.

Estas rocas duras cubren más de un 50% de la superficie terrestre (Jörg Hartmann & Moosdorf, 2012; Singhal & Gupta, 2010) y cada tipo presenta características importantes para la ocurrencia de agua subterránea, como se presenta en la Tabla 2-2. Características que es necesario investigar más en profundidad para cada caso y que se detallarán más adelante en este trabajo.

Tabla 2-2. Tipos de rocas y acuíferos de acuerdo con una clasificación hidrogeológica.

Tipo de Acuífero	Tipo de Roca	Modo de ocurrencia	Principales características para la ocurrencia de agua subterránea
Fracturados	Cristalina	Plutones y cinturones metamórficos	Horizonte de meteorización y fracturas
	Carbonatada	Precipitados químicos con diversas cavidades	Fracturas y cavidades por disolución

	Volcanosedimentaria	Flujos de lava con intercalaciones sedimentarias bien cementadas	Fracturas, estratificación, vesículas y sedimentos interflujo
Acuíferos porosos detríticos	Rocas clásticas no consolidadas	Secuencias sedimentarias no cementadas	Espacio intergranular de poros

2.2 Etapas de exploración

Para la exploración de recursos de agua subterránea en rocas fracturadas se propone una realización en las etapas presentadas en la Figura 2-2. En torno a la justificación de cada etapa se irá desarrollando este trabajo de título, en la parte II, desde los Párrafos 3-10.

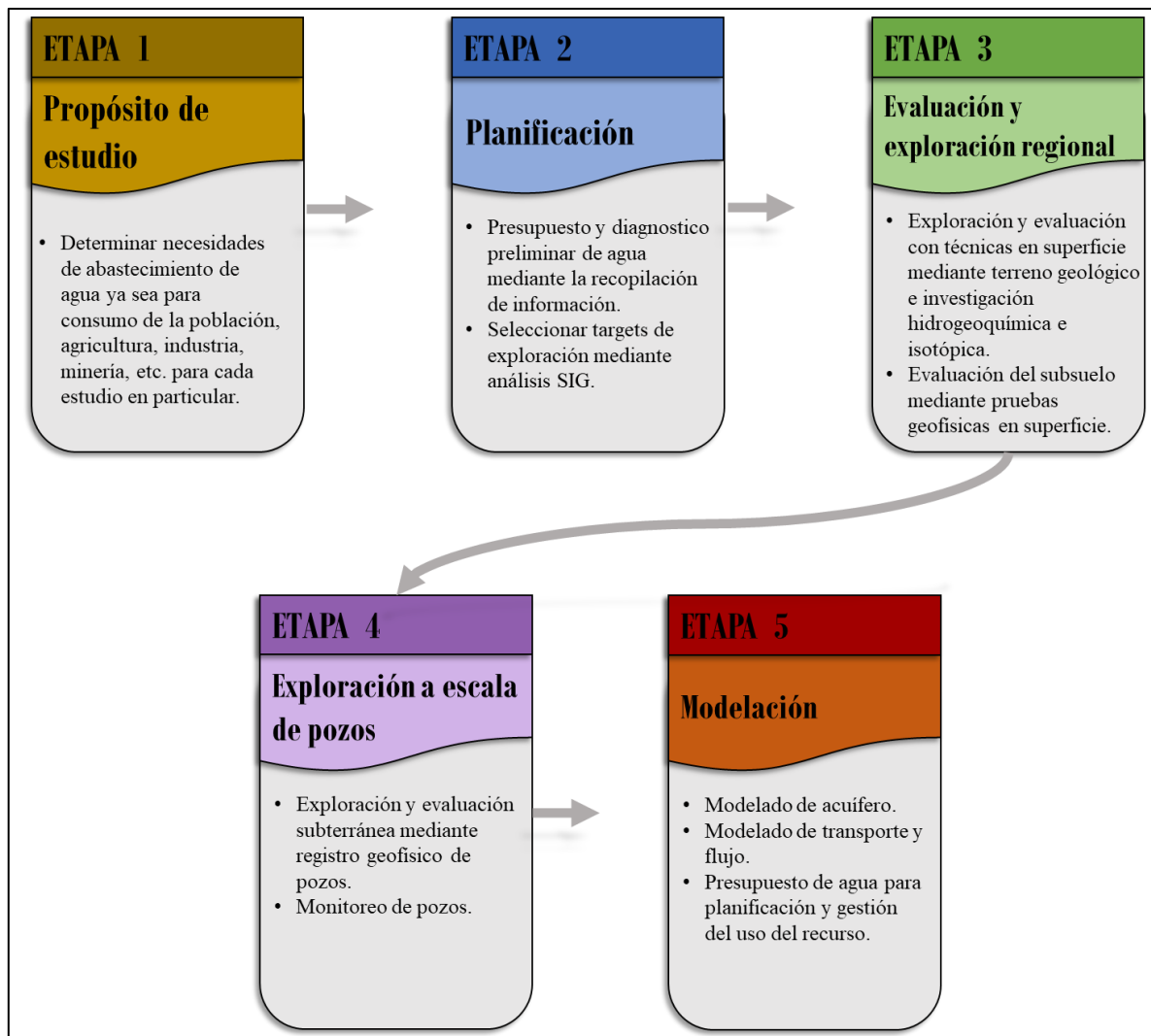


Figura 2-2. Etapas en la exploración, evaluación y gestión de recursos hídricos en medios fracturados.

Parte II: Desarrollo de Metodologías

Capítulo 3: Recopilación de Información

El agua es uno de los elementos más importantes en la vida, siendo imprescindible en la configuración de los sistemas medioambientales y un bien de primera necesidad para todos los seres vivos. Esta agua se mueve en la naturaleza continuamente tanto por la gravedad como por la energía de la radiación solar, describiendo el llamado ciclo hidrológico, que implica un cambio continuo de masas de agua de un estado físico a otro y su transporte de un lugar a otro. Este ciclo es el proceso global por el cual se considera el recurso natural renovable, debido a que en esa circulación se purifica y retorna temporalmente a sus fuentes, que la ponen al alcance de sus múltiples demandantes. El ciclo hidrológico, como se ilustra en la Figura 3-1, es la sucesión de etapas que atraviesa el agua al pasar de la tierra a la atmósfera y volver a la tierra: evaporación desde el suelo, mar o aguas continentales, condensación de nubes, desde las cuales se originan las precipitaciones, luego una acumulación en el suelo por el que las aguas se pueden infiltrar o escurrir, llegando a masas de aguas que vuelven al evaporar.

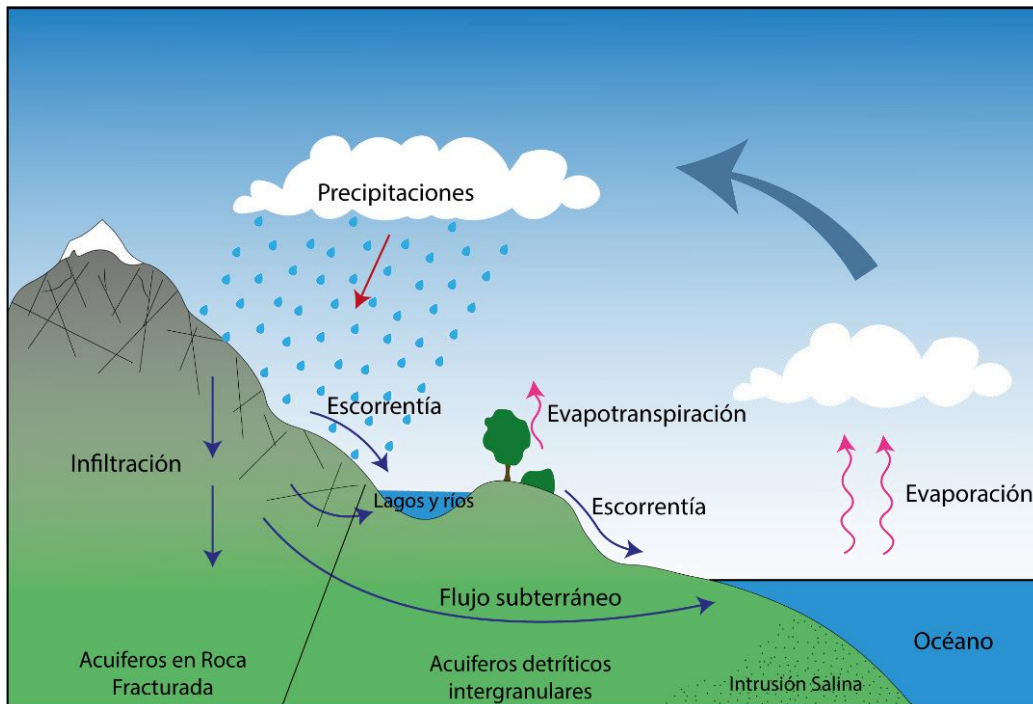


Figura 3-1. Ciclo Hidrológico. Elaboración propia.

El agua subterránea es de difícil gestión, debido a que no se encuentra a simple vista, pero es una parte muy importante del ciclo hidrológico, y es en la que se centra este trabajo. Teniendo esto en cuenta, a modo de seguir un orden en la exploración de aguas subterráneas, en primer lugar, es necesario realizar un diagnóstico preliminar del estado de los recursos hídricos y tener la primera información necesaria para planificar las investigaciones futuras.

Por esto, en los siguientes subpárrafos se enumeran todos los conceptos a analizar correspondientes a los derechos de agua, la ubicación de pozos, el uso de suelos, los datos hidrometeorológicos, la ubicación de obras hidráulicas y finalmente la utilización de cartas geológicas e imágenes satelitales. Todo esto para identificar posibles problemáticas, antecedentes de estudios hidrogeológicos en la zona, legislaciones, etc.

3.1 Derechos de Agua

Como se mencionó, el agua es esencial e indispensable en la vida, siendo fundamental para la dignidad de todas las personas, pero existe mundialmente una crisis del agua causada y agravada por el cambio climático, la contaminación, la mala gestión del recurso, las desigualdades, las relaciones de poder, etc. Con el fin de afrontar esta crisis, surge la necesidad de incluir el acceso al agua en las obligaciones de los Estados en la normativa internacional de los derechos humanos, formándose el Derecho de Aguas. El Comité de Derechos Económicos, Sociales y Culturales (CESCR) de las Naciones Unidas aprobó su Observación general N° 15 sobre el derecho al agua en el año 2002 (CESCR, 2002), que en su segundo párrafo expresa: “el derecho humano al agua es el derecho de todos a disponer de agua suficiente, salubre, aceptable, accesible y asequible para el uso personal y doméstico”. Además, en la resolución 64/292 de la Asamblea General de las Naciones Unidas, de 28 de julio del 2010 (N.U, 2010), se reconoce explícitamente el derecho humano al agua y al saneamiento, señalando que son esenciales para la realización de todos los derechos humanos. A raíz de esto, para todos los países por igual, en las leyes del agua se establece que el agua es un bien público. Las diferencias entre países recaen en las propiedades y concesiones que entrega el Estado para su exploración y explotación.

En el caso de Chile, existen los derechos de uso que asigna la disposición del agua a personas/propiedades y esta gestión de las aguas le corresponde históricamente al Ministerio de Obras Públicas (MOP) a través de distintas entidades, pero principalmente la Dirección General de Aguas (DGA). Existen una serie de leyes importantes que regulan la utilización, el acceso y gestión del agua, siendo la principal de ellas el Código de Aguas (Ministerio de Justicia, 1981), que en el artículo 5 expresa: “Las aguas son bienes nacionales de uso público y se otorga a los particulares el derecho de aprovechamiento de ellas, en conformidad a las disposiciones del presente código” (p.2). Es decir, el dominio de las aguas pertenece toda la nación. La propiedad es del estado, pero se permite usarla de acuerdo con los permisos dados y él es quien asigna la propiedad a distintas personas. Estos son los denominados Derechos de Aprovechamiento de Agua (DAA), correspondientes a la unidad básica de regulación y gestión de aguas en Chile que se constituye por la dirección general de aguas (DGA) o se reconoce por los tribunales de justicia. Cabe destacar que el Código de Aguas de 1981, al igual que los códigos de aguas anteriores, fue diseñado en esencia para las aguas superficiales y, por lo tanto, contiene solo unas pocas referencias a las aguas subterráneas. Además, fue diseñado considerando un superávit de agua. Esta ausencia normativa ha sido cubierta con lineamientos de agua subterránea establecidos a través de actos administrativos internos, pero aun así, estos pasan por alto la constante interacción entre el agua superficial y subterránea y, que por lo mismo, se separan por "naturaleza" (Donoso et al., 2020).

La importancia de conocer e investigar los derechos de aguas, en primer lugar, está en la obtención de información acerca de si el recurso se encuentra o no disponible en la zona de interés para la disposición. Esto se debe a las regulaciones de las entidades pertinentes, que cuidan el uso del recurso hídrico, resguardando la sustentabilidad medio ambiental a través de la prohibición del menoscabo de los derechos de terceros y la sobre explotación de este. Junto con esto, conocer los registros de particulares, sus propiedades de aguas y el uso que le dan en una cuenca, significa uno de los primeros factores para evaluar en el balance hídrico

y realizar un primer diagnóstico. Además, investigar de los derechos de aguas, permite seguir la regulación y legalidades pertinentes para el uso, exploración y explotación.

Con respecto a la situación actual del agua en Chile e introduciendo algunos términos importantes, la Brecha Hídrica es la evaluación de la relación oferta/demanda de agua, conocida a nivel internacional como Índice de Escasez Hídrica (Liu et al., 2006; Mekonnen & Hoekstra, 2016; EH2030, 2018). La oferta se define como el agua superficial y subterránea disponible, mientras que la demanda corresponde al conjunto de actividades socioeconómicas que pueden estimarse en 3 conceptos: DAA, captaciones y consumo de aguas. Por otro lado, el concepto de Riesgo hídrico se define como la posibilidad de que ocurra un daño económico, social y/o ambiental en un territorio en un periodo de tiempo determinado, derivado de la cantidad y la calidad de agua disponible para su uso (EH2030, 2018). Las amenazas pueden ser representadas como el déficit de agua o contaminación. Actualmente en Chile, hay una brecha hídrica creciente que generará serios déficits de agua en muchos lugares poblados; por otra parte, los eventos que acentúen la crisis hídrica, se espera que en un futuro sean reiterados y severos causando muertes y daños económicos de gran magnitud (Meller P., 2018).

En el texto Transición Hídrica (EH2030, 2019), se analizaron seis cuencas hidrográficas, con una representatividad geográfica de las macrozonas del país desde la región de Atacama a Los Lagos. En estas cuencas se identificaron las causas a los problemas de brecha y riesgo hídrico, cuyas causas más frecuentes se relacionan con la deficiente gestión hídrica y gobernanza (44% de los casos), seguida por el aumento de demanda (17%), contaminación del agua (14%) y disminución de oferta (12%). La disminución en la oferta asociada al descenso de las precipitaciones por la “mega sequía” que se vive en el país desde el año 2010 (Garreaud et al., 2017) y el aumento de las temperaturas por el inminente cambio climático, es un problema importante. Sin embargo, este es mucho menos frecuente que los problemas relacionados a un déficit en la gestión del recurso hídrico. En el texto Radiografía del Agua (EH2030, 2018) se estimó que los DAA consuntivos y permanentes registrados en la Dirección General de Aguas y actualizados a diciembre de 2017, superan más de seis veces la captación de aguas a nivel nacional.

En el país, las leyes que regulan el acceso, utilización y gestión del recurso hídrico, han llevado a la concentración de las propiedades de aguas, un desequilibrio en los acuíferos evidenciado por el descenso en el nivel de pozos, degradación ambiental y desertificación. Tanto así, que a abril del 2022 existen 21 decretos de escasez hídrica declarados ese año por Ministerio de Obras Públicas en regiones desde Atacama a Aysén, que involucran más de 50 provincias (DGA, 2022). Además, hasta el año 2010 y desde 1980, Chile ha tenido un importante desarrollo económico, con un crecimiento anual del Producto Interno Bruto (PIB) del 6,2% (Valdés-Pineda et al., 2014). Este crecimiento aumenta la demanda de los recursos hídricos, que se asignan casi en su totalidad a diferentes actividades económicas en las regiones desde Santiago hasta el Norte, donde las demandas de agua son mayores que la disponibilidad (Banco Mundial, 2011)

Esto trasciende el país, ya que también a nivel mundial el agotamiento del agua es un problema y una realidad en muchas regiones y se vive un riesgo de agua (UNESCO, 2021), como se muestra en la Figura 3-2.

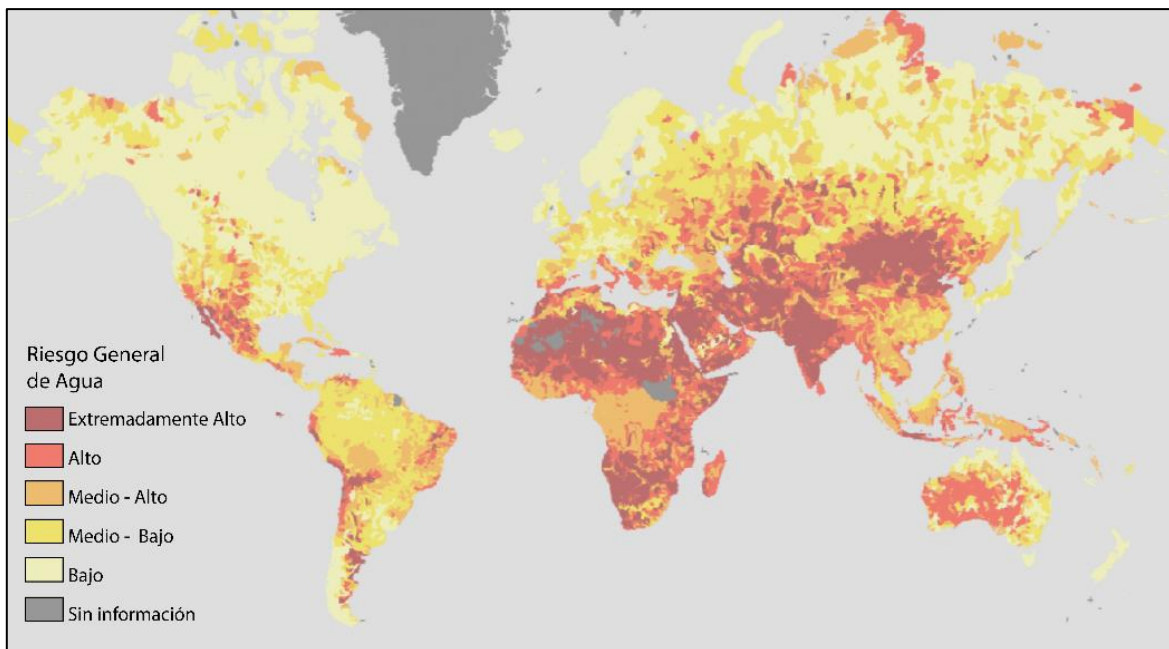


Figura 3-2. Riesgo General de Agua en el Mundo. El riesgo general del agua mide todos los riesgos relacionados con el agua, agregando todos los indicadores seleccionados de las categorías de cantidad física, calidad y riesgo regulatorio y de gestión. Tomado de WRI (2019).

3.2 Ubicación de pozos

Debido a la necesidad de obtención de agua subterránea, han surgido distintos mecanismos para la captación de esta. Mediante una perforación al subsuelo, se introduce una tubería que hace posible la extracción de agua subterránea mediante bombeo u otros sistemas de extracción. La extracción de aguas a través de pozos requiere estudios preliminares que contenga un recuento de todas las captaciones subterráneas existentes abarcada por los acuíferos que se trata de aprovechar dentro del radio de influencia del pozo. Debido a que el diseño de profundidades de estos pozos requiere una base en los espesores, profundidades y rendimientos específicos de los acuíferos en la zona en cuestión, estos pueden brindar información importante acerca de las características del reservorio de agua. Además, tener en cuenta la ubicación de pozos resulta en una herramienta esencial que permite conocer que tan afectado o intervenido por la acción antrópica, se encuentran los acuíferos. Esto es un factor importante para considerar en el balance hídrico.

En el caso de Chile, las captaciones de agua subterránea, a pesar de estar reguladas y los derechos de su aprovechamiento son otorgados legalmente, algunas cuencas están sobre otorgadas. De hecho, sólo hasta el año 2015 se estimó que 110 cuencas del país se encontraban con una demanda comprometida superior a su recarga natural, y por consiguiente se encuentran sobre otorgadas (MISP, 2015). Además, en un análisis de tendencia de pozos del país, se demostró que 147 de un total de 203 estaciones analizadas entre el año 1960 y 2016, poseían una tendencia negativa estadísticamente significativa, es decir, son aguas subterráneas que eventualmente se agotarán y que se concentran en la zona centro norte del país (EH2030, 2018), como se muestra en la Figura 3-3. Esto se debe a un rápido crecimiento económico que acompañó al auge minero y agrícola, que también condujo a una alta tasa de crecimiento demográfico en el país (INE, 2012). Debido a este gran aumento en la otorgación de DAA, muchos acuíferos están declarados bajo restricción o derechamente, prohibición; la mayoría en el norte y centro de Chile (Donoso, 2018).

Respecto a esta disminución en los niveles de agua subterránea, es también un escenario mundial y se han realizado numerosos estudios para respaldar el hecho de que en una cantidad considerable de acuíferos alrededor del mundo están disminuyendo los niveles piezométricos (Aeschbach-Hertig & Gleeson, 2012; Famiglietti et al., 2011; Jasechko & Perrone, 2021; Konikow & Kendy, 2005; Wada et al., 2010). En estos estudios se han incluido metodologías de modelos computacionales, mediciones de gravedad de los satélites GRACE y principalmente medido localmente en pozos. De hecho, en un estudio global donde se examinaron 39 millones de pozos de 40 países de todo el mundo para investigar su vulnerabilidad al disminuir los niveles de agua, se demostró que hasta un 20% de estos están en riesgo de secarse por la disminución en el nivel freático, variaciones estacionales en el nivel de aguas, o ambas (Jasechko & Perrone, 2021). En estos estudios también se respalda que la disminución en los niveles de agua subterránea se debe a la sobre extracción de esta, reducción en la recarga producto de sequías o cambio climático o una combinación de ambos factores. De acuerdo con Burek et al. (2016), el principal factor para el agotamiento de las aguas subterráneas a nivel mundial son las extracciones de agua para riego.

Por otra parte, la Mapoteca Digital de la DGA respecto a la ubicación de pozos específicos para monitoreo en Chile, contiene un inventario en la temática de redes hidrométricas

archivos de Estaciones de Niveles de Pozos; además, un inventario de los derechos de aguas otorgados a lo largo de Chile. Pero se destaca la dificultad y la poca claridad en el acceso a esta información, situación que se repite en muchas cuencas del país. Una parte de los problemas en la gestión del recurso es la limitada, fraccionada y contradictoria información sobre los recursos hídricos a nivel de cuenca tanto superficiales como subterráneos (EH2030, 2019). Si bien se cuenta con estaciones de monitoreo del nivel piezométrico, una gran parte de ellos no tienen la frecuencia de medición mínima para hacer un análisis estadístico robusto, por lo que no tienen significancia estadística (EH2030, 2018; Valdés-Pineda et al., 2014). Asimismo, varias estaciones de monitoreo poseen importantes lagunas de datos en el tiempo. Por ejemplo, un criterio de esta frecuencia mínima es que el porcentaje de fechas sin medición en relación con el total de datos sea menor al 40% (CAZALAC, 2017).

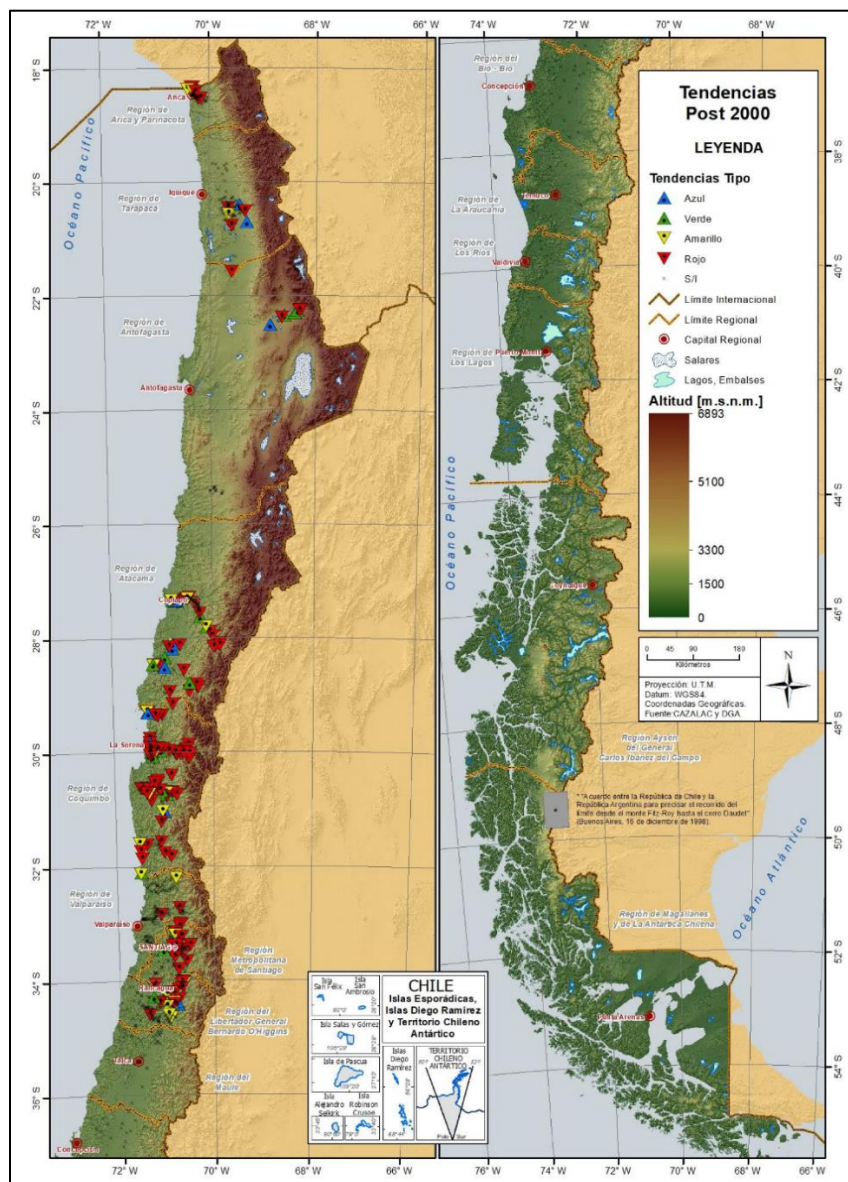


Figura 3-3. Tendencia en niveles de pozos entre los años 2000-2016, donde los colores representan: Azul: Tendencia positiva significativa; Verde: tendencia positiva no significativa; Amarillo: Tendencia negativa no significativa; Rojo: Tendencia negativa significativa. Tomado de CAZALAC (2017).

3.3 Catastro de usos de suelo

Los usos de suelo corresponden a un conjunto de actividades que el Instrumento de Planificación Territorial admite o restringe en un área. Esta abarca la gestión y modificación del medio ambiente natural para utilizarlo en asentamientos humanos o bien en terreno agrícola como campos cultivables. Dentro de los usos, se encuentran los actuales y potenciales. Los primeros corresponden a aquellas actividades realizadas efectivamente en un tiempo determinado correspondiente al presente. Mientras que el uso potencial hace referencia a la capacidad que el suelo tiene para ser utilizado en el rubro agropecuario.

Los distintos tipos de usos de suelo han sido definidos por la Ordenanza General de Urbanismo y Construcciones en su Título 2, Capítulo 1, Artículos del 2.1.24 al 2.1.36 (MINVU, 1992). Estos corresponden a:

- Residencial: Corresponde al uso de viviendas destinadas al uso habitacional.
- Equipamiento: Son las construcciones destinadas a prestaciones de servicios necesarios para completar actividades residenciales y productivas.
- Actividades productivas: Comprende construcciones o espacios para actividades productivas como industrias. Además, para efectos de este trabajo y de acuerdo con la SEIA en la guía de evaluación de impacto ambiental (SEIA, 2013), se consideran también como actividades productivas la agricultura, ganadería, caza, minería y pesca.
- Infraestructura: Edificaciones destinadas a transporte, usos sanitarios y energéticos.
- Área verde: Superficie destinada a la circulación de personas y esparcimiento, tales como plazas, parques, etc.
- Espacio público: Se refiere a un bien nacional de uso público, correspondiente al sistema vial, plazas y áreas verdes públicas.

Debido a la expansión urbana, que requiere de abastecimiento de agua suficiente y de buena calidad, es necesario analizar que usos de suelo tiene una zona ya que esto determinará en gran medida la calidad y cantidad del agua, teniendo implicaciones sociales, ambientales, económicas y políticas. Como, por ejemplo, en ocasiones los procesos industriales utilizan una variedad de químicos ocasionando contaminación del suelo y con esto, las fuentes de aguas subterráneas. Es necesario analizar la interacción que existe entre los sistemas de flujos de agua subterránea y los usos de suelo, considerando además las actividades y desechos que podrían producirse en estos usos. Conocer estos antecedentes es tan importante, que recientemente emergió una nueva rama dentro de las ciencias geológicas, llamada “hidrogeología urbana”, cuyo tópico de investigación son las condiciones del agua subterránea, su uso y calidad, junto con el manejo, preservación y repercusiones de los acuíferos correspondientes producidos por la urbanización, industria, riego intensivos, recreo y parques públicos (E. Custodio, 2004). Se origina producto de la necesidad de conocer la interacción inevitable del agua subterránea con las actividades antrópicas que se dan en el suelo de la zona y sus alrededores.

Uno de los puntos importantes que se ven afectados en el agua y que fue mencionado anteriormente, es la calidad. A modo de especificar más en este, existe el Índice de Calidad (IC), correspondiente a un número (entre 0 y 1) que señala el grado de calidad de un cuerpo

de agua, en términos del bienestar humano independiente de su uso. Para ser aplicado, es necesario conocer el medio acuífero en evaluación y dentro de los principales aspectos se encuentran el nivel de explotación, usos del suelo y actividades antrópicas en superficie, que son tan importantes como conocer la geología e hidrogeología. El IC es el resultado de la comparación de la concentración de parámetros químicos con normas o referencias oficiales de calidad de aguas respecto a su uso (potable, riego, etc.) y de la consideración de niveles de tratamiento necesarios para corregir una determinada limitación para ese uso.

Al conocer los usos de suelo, es posible estimar características del agua subterránea en acuíferos, importante para adicionar en la manera de hacer un diagnóstico, que se ha ido construyendo en los subpárrafos anteriores. Estas características pueden ser potenciales contaminaciones por industrias o usos habitacionales, sobreexplotación de aguas de parte de la agricultura o actividades productivas en general, sobredemanda de recursos hídricos por aumento de la población en usos residenciales, etc. En el caso de Chile y debido a que se están realizando análisis para acuíferos en rocas fracturadas, en los sectores cordilleranos se tiene una imponente presencia de actividades mineras, las cuales pueden afectar el agua de diversas maneras. En cuanto a la cantidad, la construcción de galerías subterráneas desestabiliza el régimen de aguas en la roca, debido a la creación de nuevos conductos. Además, el bombeo puede provocar un descenso considerable del nivel freático. Ahora, en cuanto a la calidad, las aguas de superficie provenientes de la lixiviación de terrenos y de otras fuentes también pueden infiltrarse en las aguas subterráneas y contaminarla; un ejemplo de esto son los depósitos de relave, que, sin resguardo, se pueden solubilizar elementos tóxicos presentes en las rocas como arsénico, cianuro, cobre, etc. y ser transportados en el agua que finalmente se infiltra recargando acuíferos subterráneos.

En Chile la institución encargada de entregar el catastro de usos de suelo y vegetación es la Corporación Nacional Forestal (CONAF). Para la obtención de estos datos de manera liberada, se encuentra disponible la Infraestructura de Datos Geoespaciales de Chile, IDE Chile, correspondiente a una red de instituciones públicas que ponen a disposición información geoespacial actualizada y confiable, útil para las gestiones privadas y públicas. Esta es liderada por el Ministerio de Bienes Nacionales que también funcionan de manera conjunta con datos del Ministerio de Agricultura, creando el sistema IDE MINAGRI, entregando los datos e información de estudios vinculados al mundo rural.

3.4 Datos hidrometeorológicos

3.4.1 Obtención de datos hidrometeorológicos para el balance hídrico

Para el caso chileno y la obtención de los datos hidrometeorológicos en las diferentes cuencas del país, la DGA cuenta con 650 estaciones que transmiten datos en línea a través del sistema satelital o de GPRS, que miden los siguientes respectivos parámetros: (1) Estaciones fluviométricas: nivel del agua, temperatura del agua y caudal; (2) Estaciones Meteorológicas: precipitación, temperatura y humedad relativa del aire, etc.; (3) Estaciones de Lagos y embalses: niveles y volúmenes de embalses; (4) Estaciones Nievométricas: nieve equivalente en agua, altura de la nieve; y (5) Estaciones de calidad de agua: pH, Oxígeno disuelto, Turbiedad etc. Dentro de estos parámetros que se pueden obtener, los principales corresponden a:

- **Precipitaciones:** Las precipitaciones corresponden a llovizna, lluvia, nieve y granizo como resultado de la condensación del vapor de agua alrededor de un núcleo higroscópico. La importancia recae en que intensidad en las precipitaciones influye en la relación recarga-escorrentía. Lluvias de intensidad moderada son efectivas para la recarga de aguas subterráneas, mientras que lluvias muy intensas aumentan la escorrentía y, por lo tanto, las inundaciones.
- **Humedad y temperatura del aire:** La importancia de estos parámetros para el ciclo hidrológico está en que influyen directamente en la evapotranspiración.
- **Nivel de agua en lagos, embalses y ríos:** Permite cuantificar las variaciones de sus niveles en el tiempo y relacionar esto con la recarga-descarga de estos.
- **Calidad del agua:** Permite determinar si el agua es apta para un determinado uso.

En un sistema hidrogeológico, el cambio de almacenamiento en la parte del sistema de aguas subterráneas es igual a la suma de las entradas (recarga y flujo de entrada lateral de agua subterránea) menos la suma de los flujos de salida (descarga, evapotranspiración y extracción), lo que se conoce como el balance hídrico. La importancia de conocer los datos hidrometeorológicos recae en que una parte muy importante del agua subterránea se recarga por las precipitaciones que caen en la superficie. La recarga es aquella porción de agua infiltrada que llega a la zona saturada y su estimación es una tarea compleja, debido a que depende de muchos factores como la litología, la topografía, la cubierta vegetal, la profundidad del nivel freático, el clima (lluvia y evapotranspiración), incluso de la urbanización (Healy & Scanlon, 2010; Vries & Simmers, 2002). De acuerdo con Healy & Scanlon (2010), esta recarga puede ser difusa, correspondiente a una infiltración que se distribuye sobre grandes áreas en la superficie del suelo; o puede ser focalizada, que se origina de una infiltración indirecta, es decir posterior a una escorrentía, desde cuerpos de agua superficiales espacialmente delimitados como ríos, canales o lagos. En este caso, las precipitaciones corresponden a una recarga difusa que es necesario cuantificar para el balance en una cuenca (Figura 3-4). Sin embargo, es una tarea compleja considerando que los sistemas subterráneos no están a simple vista.

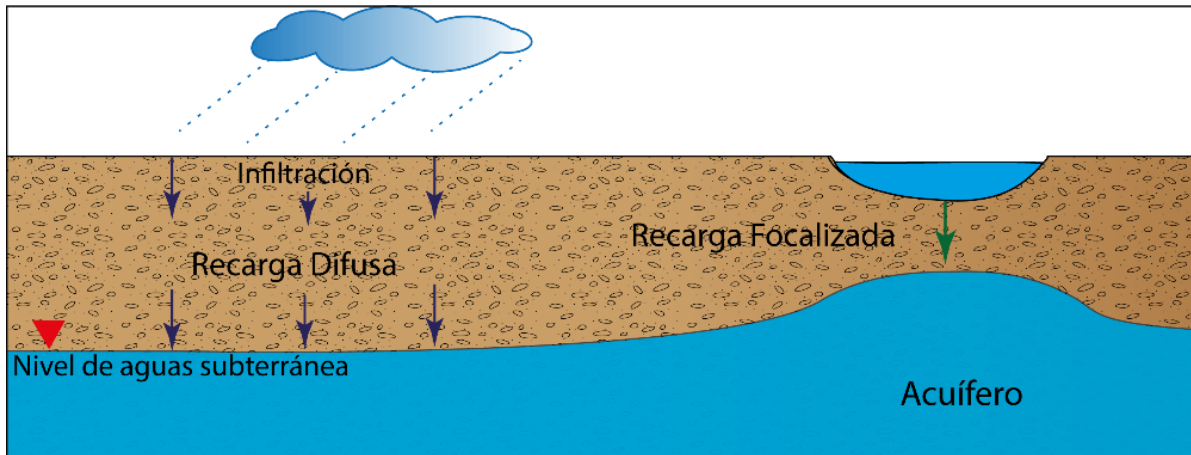


Figura 3-4. Recarga subterránea difusa y focalizada. Modificado de Healy & Scanlon (2010).

Existen numerosos textos disponibles sobre la estimación de la recarga de aguas subterráneas (Healy, 2010; Sánchez-Murillo & Birkel, 2016, etc.) pero los métodos más utilizados para su estimación corresponden a (Nicolas, 2019):

- **Método de balance hídrico:** Basado en la cuantificación en ecuaciones del flujo de entrada y salida en el sistema subterráneo. Esta ecuación puede ser expresada en muchas maneras, pero para sistemas con bombeo de agua, puede ser expresada como (Healy & Scanlon, 2010):

$$R + FR + G_{in} = E + B + G_{out} + \Delta S$$

Donde R es la recarga total de agua subterránea, FR es el flujo de retorno de riego, E es la evapotranspiración, B es la extracción de agua del bombeo, ΔS es el cambio en el almacenamiento. G_{in} y G_{out} corresponden al agua subterránea que entra y sale. Para simplificar, a menudo se considera que estas entradas y salidas de agua se cancelan entre sí o son insignificantes ($G_{in} = G_{out}$) (Nicolas, 2019). Entonces, la principal incógnita es el cambio en el almacenamiento (ΔS), que puede vincularse con el rendimiento específico del acuífero (S_y) y las fluctuaciones del nivel freático (Δh) en el método de fluctuación del nivel freático (WTF) (Healy & Scanlon, 2010):

$$\Delta S = S_y \cdot \Delta h$$

- **Método de fluctuación en el nivel freático (WTF):** Si se equipara la recarga con cambios en el almacenamiento de agua subterránea; la ecuación resultante es:

$$R = S_y \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

En este método se vinculan los cambios en el almacenamiento de agua subterránea con las fluctuaciones resultantes del nivel freático (Δh), resultando en un método con muchas ventajas. Es directo y simple, no se hacen suposiciones con respecto a la transferencia de zonas no saturadas y tiene en cuenta la recarga de las rutas de flujo preferenciales, ya que es

una medida de la recarga total. Esto es especialmente importante cuando se trata de acuíferos fracturados. Las dificultades en la aplicación de este método radican en determinar el rendimiento específico (S_y), que se define como la relación entre el volumen de agua que, después de saturarse, cederá por gravedad a su propio volumen. Para determinar este valor, se utilizan los métodos como pruebas hidráulicas, registro de pozos y herramientas geofísicas, expresadas en los Párrafos 7 y 8. Pero respecto a este parámetro, los métodos no son aún lo suficientemente precisos en el caso de rocas fracturadas (Healy & Scanlon, 2010).

3.4.2 Cambio Climático y sus efectos

En esta sección de meteorología, se considera importante también mencionar las implicaciones que tiene el clima, por su relación muy cercana y compleja con el agua. En el mundo, el cambio climático ha intensificado la variabilidad del ciclo hidrogeológico de la Tierra, teniendo efectos en sequías prolongadas, inundaciones y en la disponibilidad de recursos hídricos (ONU, 2020). Debido a la alta densidad de población de las ciudades y al aumento de la urbanización, el suministro de agua urbana es particularmente vulnerable. De hecho, para el año 2050 se estima que cerca de 700 millones de personas, viviendo en más de 570 ciudades, enfrentarán a una disminución adicional de disponibilidad de agua dulce de por lo menos 10%. Algunas ciudades, como Ammán, Ciudad del Cabo y Melbourne, pueden experimentar declives en la disponibilidad del agua dulce de entre 30 a 49%, mientras que la capital del país, Santiago, puede ver una disminución por encima del 50% (C40 Ciudades, 2018).

Especificando en Chile, se ha experimentado una secuencia ininterrumpida de años secos desde el año 2010 con un déficit medio de precipitaciones de 20 a 40%, evento que se le ha llamado “Mega Sequía”, siendo el más largo registrado (Garreaud et al., 2019). Los efectos de esta sequía han sido sustanciales en la disminución de la humedad del suelo y de fuentes de aguas superficiales como ríos o lagos (Barría et al., 2021; Fuentealba et al., 2021). Estas fuentes superficiales, a pesar de ser sensibles a la variabilidad climática, el efecto del calentamiento global sobre la disponibilidad de agua sigue siendo incierto por una falta de estudios y monitoreos, que se ve también agravada por las deficientes de medidas de gestión y mitigación en los escenarios climáticos actuales. Además de que no solo la variabilidad climática y la escases de precipitaciones disminuyen la disponibilidad de recursos hídricos, sino que también el uso antrópico ineficiente que se le da, que de hecho, se ha demostrado que tiene mayor relevancia en que fuentes se sequen en algunos casos (Muñoz et al., 2020; Venegas-Quñones et al., 2020).

Respecto a los sistemas de agua subterránea, la comprensión actual de su sensibilidad a escala mundial es también limitada y más complejo de cuantificar. Sin embargo, se ha demostrado que casi la mitad de los flujos mundiales de agua subterránea podrían equilibrarse con las variaciones de recarga debido al cambio climático en escalas de tiempo humanas (alrededor de 100 años) (Cuthbert et al., 2019). Cuthbert et al. (2019) mostraron además que los flujos de agua subterránea en las regiones áridas responden menos a la variabilidad climática que en las regiones húmedas. Por esto, los recursos subterráneos podrían corresponder a una fuente más segura y estable de recursos hídricos, pero es fundamental que las estrategias de adaptación al cambio climático que cambian la dependencia hacia las aguas subterráneas en lugar de las aguas superficiales deben tener en cuenta horizontes de planificación con una

escala de tiempo adecuada, estudiando los tiempos de respuesta de los acuíferos en estudio. Esto es especialmente importante si se considera que los impactos en el déficit de aguas subterráneas pueden durar mucho más tiempo que la sequía meteorológica original que los causó.

3.5 Ubicación obras hidráulicas

Como se mencionó anteriormente, cuantificar las entradas de agua al sistema es muy importante en el balance hídrico. De estas entradas, la recarga por mecanismos focalizados aumenta su importancia con respecto a la recarga difusa en términos de la reposición de un acuífero, a medida que aumenta el grado de aridez en una región (Healy & Scanlon, 2010). Mientras que la recarga difusa domina en regiones húmedas.

Otra variable la estimación de recarga y/o descarga de una fuente subterránea es la cercanía a distintos cuerpos superficiales de agua. Estas masas de agua pueden ser de origen natural, como ríos o lagos, como también de origen artificial o antropogénicas, en las que se centrará este subpárrafo, y que usualmente no se consideran en el balance hídrico. Estas corresponden a las obras hidráulicas como embalses, tranques o canales, que tienen la función de concentrar el agua de un río o de la lluvia para utilizarlas en el riego, abastecer poblaciones con agua para consumo, producir energía o controlar las inundaciones. En estas obras hidráulicas, si bien por un extremo se construyen presas impermeables capaces de retener el agua, el suelo o lecho si pudiera tener características permeables, permitiendo la infiltración de agua en el subsuelo, pudiendo aportar a la recarga focalizada de los acuíferos dentro de la región; o bien podría existir una salida de agua subterránea en el cauce de estos embalses, siendo el fin de la descarga de un acuífero.

En este sentido, estas masas de aguas en las obras hidráulicas pueden actuar de manera efluente o afluente, es decir, ceder o recargarse de agua de las napas subterráneas en laderas más arriba. El primero de estos, efluente o ganador, se produce un aumento del caudal por el aporte procedente de la escorrentía subterránea; suele darse en regiones húmedas donde los acuíferos son escasamente explotados, ya que es necesario que la superficie freática se encuentre en el nivel de aguas superficiales para producir un flujo. Luego, los afluentes o perdedores corresponderían a la situación en que el caudal disminuye por la infiltración del agua al acuífero subyacente. Típico de zonas áridas y semiáridas, donde las extracciones de agua disminuyen la superficie freática de los acuíferos y parte de las precipitaciones que caen en los embalses o tranques, se infiltra, aportando a la recarga focalizada de los acuíferos (Figura 3-4).

Haciendo énfasis en los canales de regadío, estos corresponden a obras capaces de conducir el agua desde la fuente de captación hasta un campo de cultivos. En el caso de Chile el uso consuntivo del agua es dominado por la agricultura, por lo que existe un gran número de canales de regadío que se centran en captar agua de un río en zonas cordilleranas y conducirla hacia los valles. Cuando estos canales se encuentran no impermeabilizados y excavados directamente en el suelo, permiten aumentar la superficie de recarga focalizada. Como gran parte de los problemas hídricos se centran en las regiones áridas y semi-áridas de Chile, estos canales podrían corresponder a una fuente importante de recarga, a diferencia de la recarga difusa por lluvia, que además son escasas. A modo de cuantificar la infiltración de estos canales en algunas cuencas de Chile, se han realizado diversos estudios y se ha demostrado en la zona centro sur de Chile se tienen valores de hasta un 20% de infiltración por parte del agua transportada en tramos de 500 m a 4 km (Uribe, 2019), sin embargo, no se especifica en qué localidad. Por su parte, en la cuenca del río Rapel, Arumi et al. (2008) demostraron que un 52% de la recarga del acuífero es por la infiltración de estos canales. Además, en un

estudio realizado por Taucare et al. (2020a), demostraron que los canales de juegan un papel importante en la recarga de los acuíferos de la Depresión Central mediante el análisis de la huella isotópica del agua subterránea, confirmado por Figueroa et al. (2021) en métodos geofísicos.

Las obras hidráulicas o el impacto de las actividades humanas generalmente no son consideradas en el balance hídrico, pero tienen una gran importancia por lo que su ubicación y cuantificación del aporte en un acuífero es imprescindible. Además, en los últimos años los usuarios de canales de regadío han solicitado la impermeabilización de estos, pues para sus derechos superficiales de agua, la infiltración se traduce en pérdida (CMR, 2016; Uribe, 2019). Pero al no considerar la relación que tienen estos sistemas superficiales con los subterráneos, el impacto podría ser muy alto y su revestimiento podría traducirse en que pozos de poca profundidad, queden secos, por ejemplo. Además, el problema tendencial del descenso de los niveles freáticos en los últimos años, se debe principalmente la excesiva extracción que hace el ser humano y al cambio que el régimen de lluvias ha venido mostrando (CAZALAC, 2017); factores que son difícilmente reversibles. Por esto, la idea de infiltrar artificialmente agua para recuperar las aguas subterráneas podría mejorar parcialmente el problema en atender las necesidades de agua. Incluso estas obras hidráulicas, sin quererlo, han sido una solución tecnológica para atenuar la escasez hídrica y podrían ser las responsables de que muchos pozos no se encuentren secos aún.

3.6 Cartas geológicas

Las cartas geológicas corresponden a la representación gráfica de las características geológicas de un territorio, que incluye información objetiva y descriptiva del terreno estudiado. En esta se ubican fenómenos geológicos en la superficie como los afloramientos rocosos, su estratigrafía y sus estructuras, las concentraciones minerales y, en general, las relaciones entre todos los elementos superficiales de carácter geológico. Todos los rasgos que aparecen representados en la carta geológica se derivan de la interpretación de los materiales fotográficos e imágenes obtenidas por diversos tipos de satélites, y de su verificación en el campo.

Por medio de las cartas geológicas es posible conocer el tipo de roca en el que está emplazado un acuífero y desde allí, hacer una primera aproximación a las propiedades que este puede presentar. En cuanto a los diferentes tipos de rocas, se pueden clasificar según sus propiedades hidrogeológicas, edafológicas y se pueden estimar parámetros hidráulicos de los acuíferos tales como la porosidad, permeabilidad, conductividad hidráulica o almacenamiento. En este trabajo, y como se mencionó en el Párrafo 2, se tomará la siguiente clasificación de tipos de rocas en un acuífero:

- Rocas cristalinas, correspondientes a rocas ígneas y metamórficas.
- Rocas carbonatadas, como calizas o dolomitas.
- Rocas volcanosedimentarias.
- Rocas sedimentarias clásticas no consolidadas.

Mencionando algunas características más específicas, las rocas cristalinas son permeables en zonas de fracturas abiertas, cuya permeabilidad decrece con la profundidad, ya que disminuye el ancho de esta abertura. En cuanto a las rocas plutónicas pobres en cuarzo, están sujetas a la meteorización química, generando así minerales arcillosos, que son menos permeables y a menudo obturan las fisuras de la roca subyacente. Por otro lado, las rocas volcánicas contienen fracturas que habitualmente se originan en el enfriamiento de la lava, ya que, durante el flujo, se pueden crear zonas de fracturas permeables que se extienden horizontalmente, pudiendo ser importantes acuíferos. Además, las rocas sedimentarias consolidadas pueden presentar varios tipos de intersticios y poseen un rango muy grande de permeabilidades y el flujo subterráneo también depende de fracturaciones que se dan por procesos tectónicos y alteraciones exógenas.

Respecto a estos procesos tectónicos, muchos de estos son registrados también en las cartas geológicas, y es posible identificar las principales estructuras. Este reconocimiento regional de la geología estructural es la primera aproximación para el reconocimiento de las fallas, pliegues y diques que puedan conformar fracturas de importancia hidrogeológica, ya que son los posibles caminos o barreras que tenga un flujo de agua subterránea con baja porosidad matricial. Si el agua por estas fracturas, se dice que es permeable. La permeabilidad en los sistemas de rocas fracturadas es un reflejo de los procesos geológicos que afectaron a esas rocas, como principalmente una exposición a tensiones asociadas a esfuerzos tectónicos, o procesos de meteorización por exposición al medio natural, que le brindan una geometría a los sistemas complejos de fracturas. En este sentido, los sistemas con fracturas con rellenos arcillosos pueden actuar como barreras, o las fracturas donde dominan los esfuerzos

extensionales, pueden actuar como conductos. También se ha observado que a medida que la temperatura aumenta con la profundidad, se produce una expansión térmica en las rocas que conduce a la reducción de la apertura de la fractura y la correspondiente disminución de la permeabilidad. Además, la permeabilidad también se ve afectada por la cementación, el relleno, el envejecimiento y la intemperie. Más detalles de esto se verán en los Párrafos 4.6 y 5.6.

Mencionando a grandes rasgos la geología de Chile, Los Andes está segmentado en 3 dominios morfotectónicos, correspondientes a Cordillera Principal hacia el Este, una Depresión Central en el centro y la Cordillera de la Costa al Oeste, como se observa en la Figura 3-5. Considerando las características geológicas y morfotectónicas antes descritas, se puede decir que los acuíferos aluviales en Chile se concentran en la zona Norte (I y II Región) y en el Valle Central (V a X Región) (Arumí & Oyarzún, 2006). Por parte del Norte Grande (Regiones I y II), la Depresión Central está cubierta conformando pampas o llanuras, conociéndose como Altiplano. Los acuíferos en estas regiones se ubican en valles costeros y principalmente en estas planicies altiplánicas, que, debido a su naturaleza, tienen un drenaje pobre o nulo, por lo que suelen formarse salares.

Mientras, el Norte Chico (Regiones III y IV), como se puede ver en la Figura 3-5, manifiesta una ausencia de un valle longitudinal N-S, es decir, desaparece la Depresión Central y los rasgos predominantes los constituyen una región montañosa. En consecuencia de esto, destaca la escasa participación de los terrenos de origen aluvial respecto a los afloramientos de rocas cristalinas y secuencias volcánicas con participación minoritaria de rocas sedimentarias, cuyos clastos son también de origen volcánico (Arumí & Oyarzún, 2006). Por esto, los sistemas de fracturas y los canales de permeabilidad secundaria son un elemento importante para el almacenamiento y flujo de agua subterránea. En esta zona, el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA) han desarrollado investigaciones al evaluar la importancia de los acuíferos formados por rocas fracturadas.

Por último, en el Valle Central (Regiones V a la VII), los acuíferos registrados se sitúan sobre un relleno de tipo sedimentario, constituido por sedimentos de carácter aluvial depositados por los ríos que descienden desde la cordillera andina, de carácter eminentemente volcánico (González et al., 1999). Al llegar a las planicies del Valle Central, estos ríos ven disminuida su energía y capacidad de transporte, depositando su carga de bloques, gravas y arenas y determinando la formación de acuíferos de buena conductividad hidráulica, siendo la mayoría de ellos del tipo libre o semiconfinado.

Luego, en la Región XI, entre la Isla de Chiloé a la Península de Taitao, la Cordillera de la Costa se manifiesta en islas y archipiélagos, la Depresión Intermedia está completamente cubierta por el mar, y la Cordillera Principal alcanza alturas de no más de 2.000 msnm. Finalmente, desde el paralelo 47° hasta el extremo sur (Región XII), desaparecen la Cordillera de la Costa y la Depresión Intermedia (DGA, 1986).

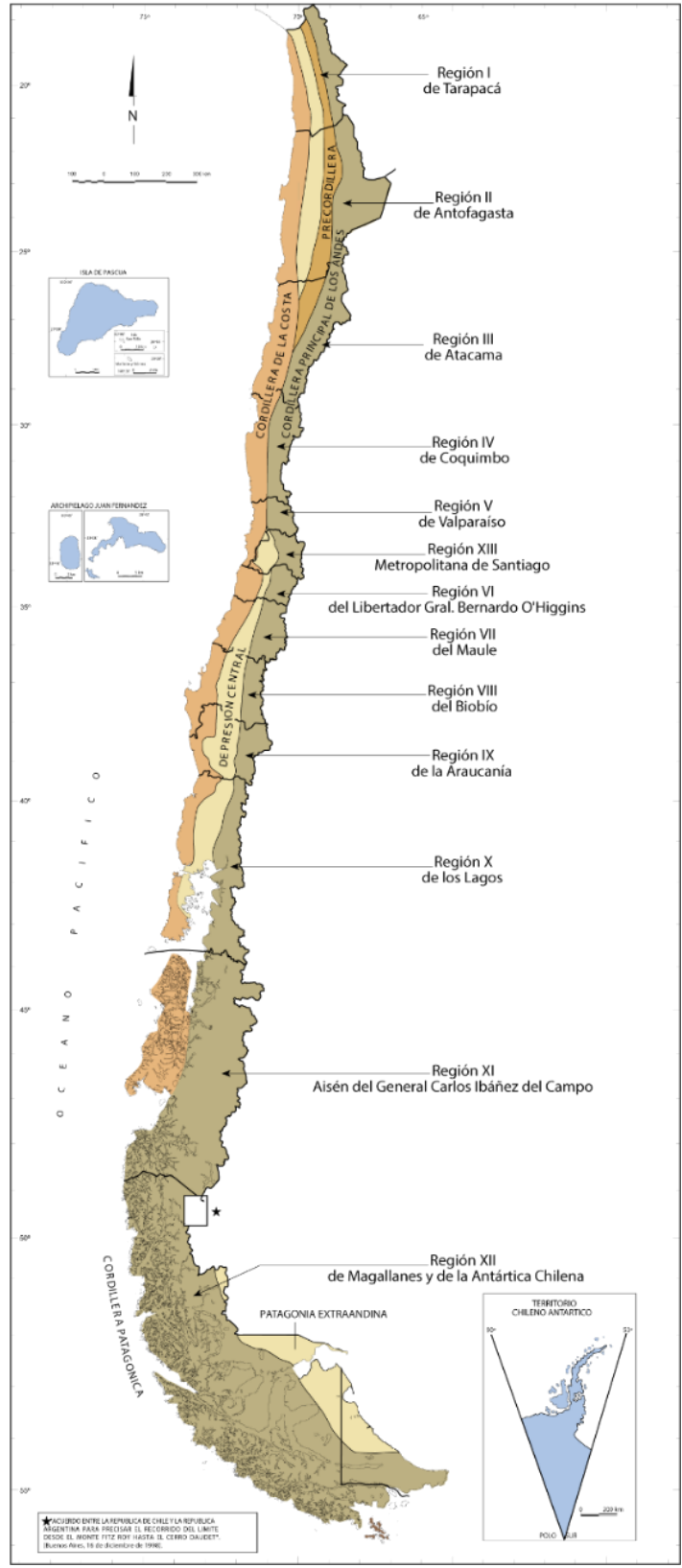


Figura 3-5. Dominios morfoestructurales y división político-administrativa de Chile. Tomado de (SERNAGEOMIN, 2003).

3.7 Imágenes satelitales

Las imágenes satelitales tienen la utilidad de ser una de las primeras fases en el reconocimiento y ubicación de los diferentes elementos representados, ya sea litología, redes de drenaje, estructuras o topografía. Estas son sometidas a un proceso de fotointerpretación, de donde se extrae la información contenida en la fotografía aérea por medio de diferentes principios y técnicas. La fotointerpretación tiene bastantes ventajas, y dentro de las más importantes es que permite obtener información de áreas de difícil acceso como lo son las áreas montañosas, donde se encuentra gran cantidad de acuíferos en rocas fracturadas. Además, su utilización permite hacer más eficiente el trabajo en terreno, al poder seleccionar los sitios de interés y las vías de acceso en forma previa. Sumado a esto, el uso de imágenes satelitales periódicas es útil para analizar los cambios en superficie, por ejemplo, cambios en niveles de agua, ocurrencia de remociones en masa, etc.

Dentro de las investigaciones hidrogeológicas con imágenes satelitales se encuentran las investigaciones geomorfológicas, que incluyen delineación y mapeo de la topografía y características del drenaje. Respecto a las características del drenaje, proporcionan una pista indirecta de las características hidrogeológicas del área y son útiles para la evaluación de los recursos hídricos subterráneos, tópico que se desarrollará más en profundidad en el Párrafo 4.2.

Respecto a los estudios de la topografía, un elemento muy utilizado para su análisis son los DEM o Modelo Digital de Elevación. Un DEM corresponde a una representación gráfica y matemática de los valores de altura de una superficie continua representación visual, que permite caracterizar las formas del relieve y los elementos u objetos presentes en el mismo. Las herramientas de análisis se pueden ejecutar en los DEM para producir nuevas superficies como pendientes y orientaciones. Los DEM también se pueden usar para estudiar propiedades de la superficie, como la visibilidad, rugosidad y el flujo de agua, siendo esto un tópico importante en estos estudios.

En los últimos años la aparición de una serie de sensores multiespectrales e hiper espectrales, han permitido discriminar entre distintos tipos de litologías, identificar alteraciones, mapear lineamientos, etc. Las imágenes más utilizadas en la exploración geológica-hidrogeológica son: LANDSAT, ASTER, ALI, entre otras, de las que se mencionarán aplicaciones más específicas en el siguiente Párrafo.

Capítulo 4: Análisis SIG y teledetección

Un Sistema de Información Geográfica (SIG) es un conjunto de herramientas que significan el procesamiento, integración y análisis de datos espaciales. Trata con información sobre patrones de localización de características y sus atributos (características). Se han reportado muchas aplicaciones diversas de los SIG en estudios de aguas subterráneas que van desde la exploración hidrogeológica, la calidad del agua y la contaminación, hasta el modelado y la gestión. Estos son utilizados para el estudio de aguas subterráneas por una serie de ventajas, tales como la capacidad de manejar datos de ubicación y atributos; también ofrecen vías tecnológicas para integrar la variedad de conjuntos de datos en términos tanto cualitativos como cuantitativo; están dotados de numerosas funciones de computación, búsqueda y clasificación de datos, que permiten el procesamiento y análisis de información espacial de una manera altamente flexible y visualización concurrente, de forma interactiva; la velocidad y bajos costos de procesamiento; y al estar basada en computadora digital, produce una mayor precisión, en comparación con los productos cartográficos manuales.

Por su parte, la teledetección, que abarca el estudio de datos satelitales y fotografías aéreas, es una técnica extremadamente poderosa para la exploración, cartografía y gestión de los recursos terrestres. Se trata de mediciones de radiación electromagnética (EM) desde sensores que vuelan en plataformas aéreas o espaciales para caracterizar e inferir propiedades del terreno. Está basada en que cada objeto, dependiendo de sus características físicas, refleja, emite y absorbe diferentes intensidades de radiación en diferentes rangos de longitud de onda EM. Usando información de uno o más rangos de longitud de onda, es posible discriminar entre diferentes tipos de objetos terrestres, p. ej. agua, suelo seco, suelo húmedo, vegetación, etc. La interpretación geológica derivada de la teledetección se ha utilizado ampliamente con el propósito de identificar lineamientos o zonas de fractura a lo largo de las cuales puede tener lugar el flujo de agua subterránea y para investigaciones de mapeo de pendiente en ambientes de rocas fracturadas. Si bien esta es una herramienta poderosa, tiene limitaciones debido a que la radiación EM tiene una profundidad de penetración limitada. Por lo tanto, las interpretaciones de la hidrogeología del subsuelo deben basarse en evidencias superficiales indirectas y características tales como forma de relieve, litología, estructura, vegetación, suelo, drenaje, uso de la tierra, anomalías superficiales, etc.

En esta sección se mencionarán puntos que se consideran necesarios para la planificación y una selección de ubicaciones estratégicas para la exploración. Estos puntos son tales como la identificación de manantiales, un mapeo de lineamientos y pendiente, el trazado de la red de drenaje, las delimitaciones de contacto entre litologías y el análisis topológico. Entonces se presenta la utilidad de las principales herramientas utilizadas en SIG y de teledetección para determinar estos puntos mencionados.

4.1 Identificación de Manantiales

Un manantial se trata de agua procedente de la descarga de un acuífero o una fuente subterránea y se origina en el momento que el nivel freático se corta con la superficie. De acuerdo con la duración de flujo en un manantial, se pueden reconocer los manantiales perennes y temporales (Buttle et al., 2012), y de los temporales, se encuentran los intermitentes y efímeros (Figura 4-1). De acuerdo con Buttle et al. (2012), los manantiales perennes son alimentados por las precipitaciones en periodos húmedos, a partir de agua presente en la zona saturada bajo el nivel freático, por lo que presentan un flujo constante durante todo el año; Los manantiales intermitentes dejan de fluir por porciones de un año en momentos que desciende el nivel freático; y por último, los manantiales efímeros no presentan un flujo constante y el agua proviene de precipitaciones anómalas, cuando la capa freática alcanza su nivel más alto. En la Cordillera Principal se han identificado numerosos manantiales perennes, cuya presencia estos señala la ocurrencia de agua subterránea fluyendo en las rocas fracturadas (Darwin, 1839; Benavente et al., 2016; Hauser, 1997; Taucare et al. 2020a, 2020b). Recientemente, Taucare et al., (2020a, 2020b) demostraron en la zona central de Chile que los manantiales se originan a partir de precipitaciones y derretimiento de nieve cerca de los ~2000 m de altitud que se infiltran en las quebradas y circula por la red de fracturas interconectadas. Además, estos manantiales están espacialmente relacionados con las fallas oblicuas al basamento (Taucare, 2020b).

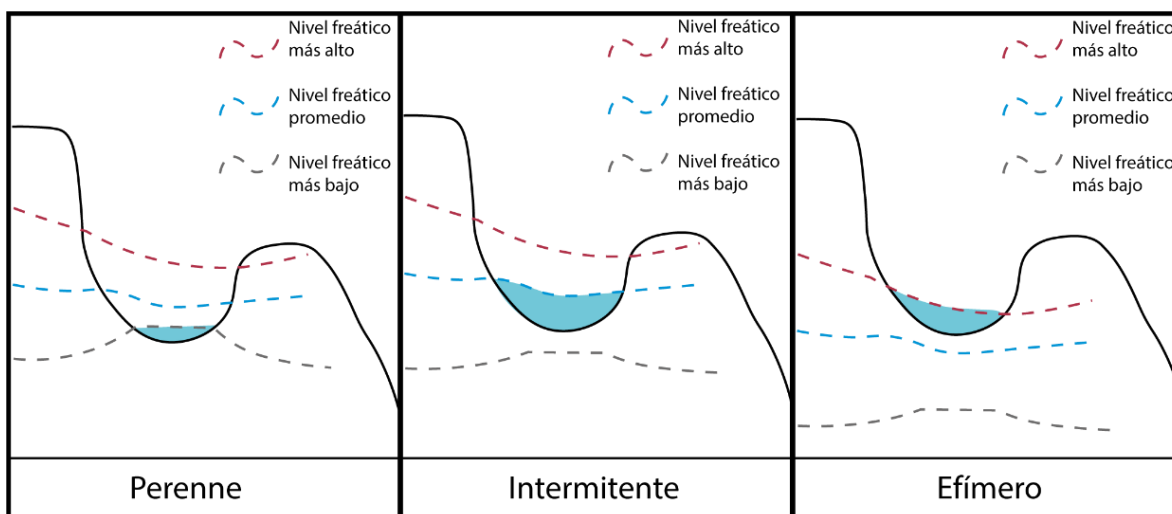


Figura 4-1. Tres estados hidrológicos de los manantiales. Modificado de Buttle et al. (2012).

La identificación de manantiales usualmente corresponde a una tarea de campo o terreno geológico, y una vez ubicados, por medio de la utilización de GPS, se procede a georreferenciar en un SIG mediante un archivo shape. Sin embargo, la identificación de manantiales o filtraciones de aguas subterráneas efluentes por medio de análisis de manera remota, usualmente se realiza mediante teledetección, por medio de datos satelitales y fotografías aéreas y sus mediciones de radiaciones electromagnéticas.

Una de las herramientas útiles de la teledetección para la identificación de manantiales son las imágenes pancromáticas, datos de imágenes multiespectrales y datos de infrarrojos térmicos debido al hecho de que una mayor humedad en la superficie puede dar como

resultado una reflectancia anormal del suelo, con puntos de vegetación concentrada. Pero hay que considerar que es difícil obtener estimaciones cuantitativas de la descarga de agua subterránea de estos manantiales, ya que la teledetección proporciona indicadores solamente cualitativos de la descarga de agua subterránea.

En primer lugar, respecto a las imágenes pancromáticas, pueden obtenerse de una variedad de plataformas o sensores y pueden diferir en su geometría y escala, pero similares en lo que respecta a los caracteres espectrales. Una banda pancromática por sí misma producirá imágenes en blanco y negro y en estos productos las masas de agua profundas aparecen oscura; mientras que las masas poco profundas aparecen en tonos de gris claro a gris. Luego, las imágenes multispectrales están disponibles a partir de una serie de sensores espaciales como LANDSAT, TERRA-ASTER, etc. En cuyos productos el agua exhibe diferentes caracteres, dependiendo de su carga suspendida y la profundidad del cuerpo de agua. Las masas de agua claras y profundas son generalmente oscuras, y las masas de agua turbias y poco profundas se reflejan en las longitudes de onda más cortas, es decir un color más claro. Finalmente, los datos infrarrojos térmicos son sensores que operan en esa región de longitudes de onda y detectan las propiedades de radiación térmica de los materiales del suelo. La energía radiada térmicamente es función de dos parámetros: temperatura superficial y emisividad. Todos los objetos en la superficie del suelo experimentan un calentamiento y enfriamiento cíclicos en el ciclo día/noche, mostrando así variaciones sistemáticas de temperatura en un ciclo diurno. El agua estancada aparece más brillante (relativamente más cálida) en la imagen nocturna y más oscura (más fría) en la imagen diurna. Los suelos con mayor humedad son más fríos que aquellos con menor contenido de humedad. La variación de la humedad del suelo podría producir contrastes de temperatura del orden de 5 a 10 ° C. Las fallas y lineamientos pueden actuar como conductos para el flujo de agua subterránea y pueden estar asociados con manantiales. Esto conduciría a un enfriamiento por evaporación a lo largo de una línea o zona que produciría características lineales.

4.2 Trazado de red de drenaje

Las redes o patrones de drenaje son la disposición espacial o la ramificación hidrológica, que se da de forma natural, de los drenajes de agua a partir de ríos, lagos y agua subterránea. Los diferentes tipos de drenaje surgen a causa de la geología y geomorfología de la superficie y los diferentes canales, crean una red que recoge todas las aguas de las cuencas y las deposita en los ríos, que son los que se encuentran en la desembocadura de la cuenca. Los tipos de redes más comunes en rocas duras son los que se presentan en la Tabla 4-1, donde se muestra el control geológico de cada uno. El control geológico se refiere a los factores que determinan su forma de ocurrencia, como por ejemplo la geología estructural, la dureza de la roca, la pendiente, etc.

Tabla 4-1. Patrones de drenaje comunes en rocas duras y su importancia geológica. Extraído de Singhal y Gupta (2010). Ejemplos de estos patrones se encuentran en la Figura 4-2.

Tipo	Descripción	Control geológico
Dendrítico	Irregular, ramificación de arroyos parecido a un árbol	Materiales homogéneos y rocas cristalinas
Rectangular	Corrientes que tienen bandas en ángulo recto	Rocas con fallas como areniscas, cuarcitas, etc.
Rectilíneo	Patrón de línea recta	Fuerte control estructural lineal
Angular	Corrientes que se unen en ángulos agudos	Fracturas en ángulos agudos entre sí
Paralelo	Canales que corren casi paralelos entre sí	Pendientes empinadas; también en áreas de forma de relieve
Radial	Arroyos que se originan en un punto o región central	Conos volcánicos, domos y características erosivas residuales
Anular	Patrón en forma de anillo	Domos estructurales

Actualmente, la forma más simple y eficaz de trazar las cuencas hidrográficas y redes de drenaje es a través de un software especializado, como QGIS, por ejemplo, el cual a partir de un modelo de elevación digital (DEM), delimita un sistema de drenaje de una zona, cuantificando las características del sistema. Los DEM están disponibles gratuitamente.

Las herramientas de análisis hidrológico están diseñadas para modelar la convergencia del flujo en una superficie de terreno natural y como se mencionó en el Párrafo 3, dentro de las investigaciones hidrogeológicas se tiene la necesidad de obtener las características del drenaje, ya que estas proporcionan una pista indirecta de las características hidrogeológicas del área y son útiles para la evaluación de los recursos hídricos subterráneos. Dentro de las características importantes se encuentra el patrón y la densidad de drenaje, relacionados con la permeabilidad, litología y estructuras de la roca.

Por otro lado, la densidad de drenaje es la suma de los largos de todos los canales de un arroyo en una cuenca y en general, la baja densidad de drenaje es característica de regiones de superficie muy permeable y de bajo relieve, mientras que una alta densidad de drenaje en regiones de materiales impermeables, vegetación escasa y relieve montañoso (Strahler, 1964). Aunque se considera que una baja densidad de drenaje indica regiones de alta permeabilidad, este criterio debe usarse con cuidado ya que otros factores como el relieve, el clima y la resistencia a la erosión pueden pesar más que la influencia de la permeabilidad del material superficial en una determinada zona. La densidad del drenaje también influye en el patrón de escorrentía y, por lo tanto, en la capacidad de infiltración del material rocoso. Por ejemplo, la alta densidad de drenaje elimina la escorrentía superficial rápidamente, disminuyendo el tiempo de demora y aumentando el pico del hidrograma (Singhal & Gupta, 2010).

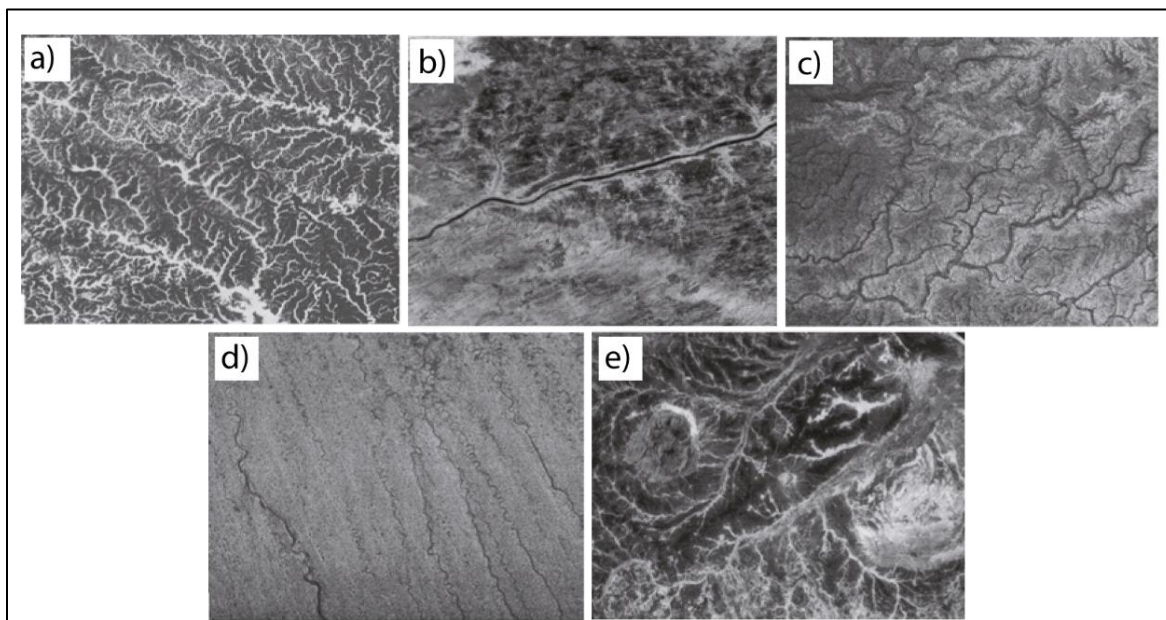


Figura 4-2. Ejemplos de patrones de drenaje. a) Dendrítico, b) Rectilíneo, c) Rectangular y Angular, d) Paralelo, e) Anular y sub-radial. Tomado de Gupta (2003).

4.3 Delimitación de contacto aluvio/roca dura.

El término aluvio en el contexto de la hidrogeología se refiere a los tipos de depósitos no consolidados producto del transporte y depósito de detritos por medio de la acción del agua. Su característica principal para la ocurrencia y almacenamiento de agua subterránea es el espacio intergranular de poros y en menor influencia, las fracturas.

Por otra parte, en este trabajo se considera que las rocas duras incluyen todas las rocas sin suficiente porosidad primaria y conductividad para una extracción factible de agua subterránea. Esto subraya implícitamente el rasgo hidrogeológico más importante de las rocas duras: fracturas que son comunes a todas las rocas independientemente de su gran variedad de mineralogía, petrología y estratigrafía (Krásný & Sharp, 2007). Estas rocas duras tienen baja permeabilidad por la poca o ausente integranularidad, pero pueden adquirir moderada a buena permeabilidad a medida que se fracturan, agrupándose bajo el término de “rocas fracturadas” (Singhal & Gupta, 2010). Como se mencionó anteriormente, estas se clasificarán en 3 tipos en este trabajo, de acuerdo con su litología y diferentes propiedades que son rocas cristalinas, volcanosedimentarias y carbonatadas. En conjunto, estas rocas cubren cerca del 50% de la superficie terrestre (Jens Hartmann & Moosdorf, 2012), como se observa en la Figura 4-3. Por otra parte, los sedimentos no consolidados ocupan solo un 24,6% de la superficie terrestre.

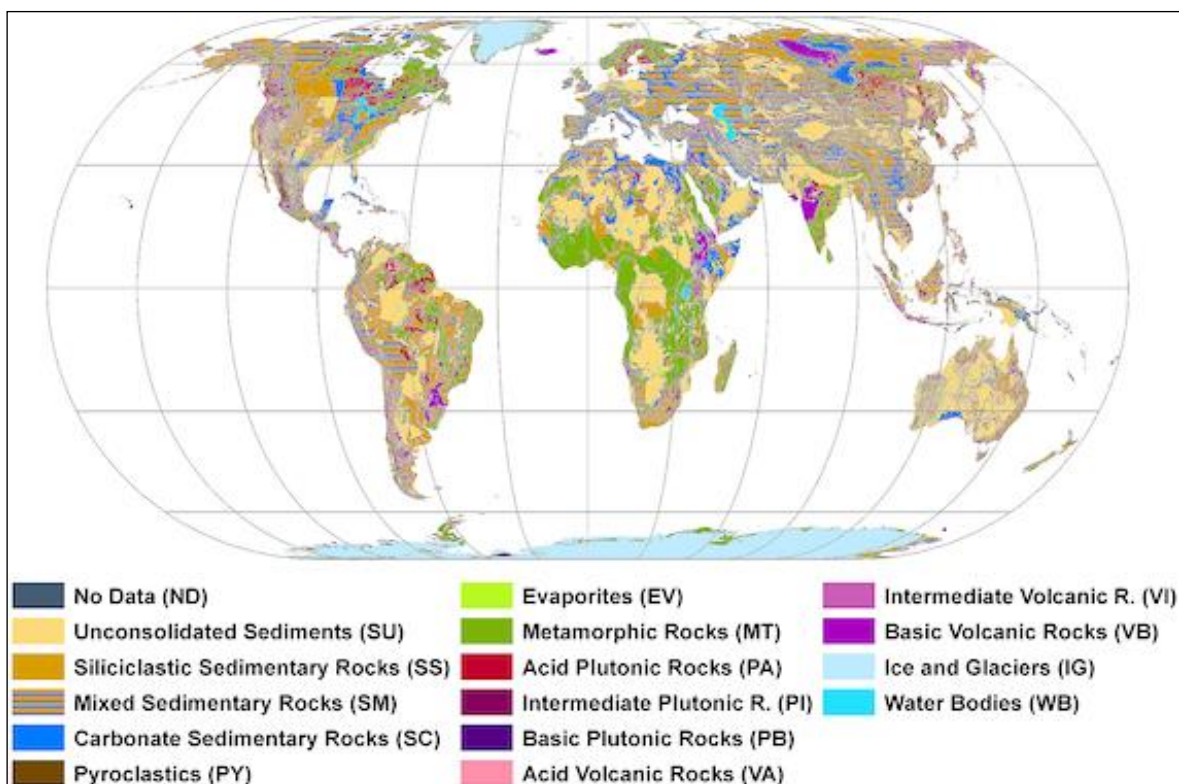


Figura 4-3. Representación de la litología global. Obtenido de Hartmann & Moosdorf (2012).

De los dominios morfoestructónicos de Chile (Figura 3-5) clasificado en los términos anteriores, los sectores cordilleranos corresponderían a rocas duras, que por los procesos de esfuerzos

tectónicos a lo largo del margen país, se encuentran principalmente fracturadas. Luego, la depresión central debido a su origen y característica de valle entre dos cordilleras tiene favorecida la acumulación de sedimentos de origen aluvial, materiales transportados y depositados por corrientes de agua, formando los principales acuíferos en los que se explotan recursos hídricos en el país (Párrafo 3). En este contexto, es muy importante conocer el límite o contacto entre estas morfologías de rocas dominantes ya que presentan un ambiente muy diferente para la formación de acuíferos.

Estos dominios morfotectónicos de los Andes están relacionadas con la segmentación longitudinal de tres dominios tectónicos paralelos al margen costero chileno definidas por Santibañez et al. (2018), correspondientes al antearco exterior (OF), el antearco interno (IF) y el arco volcánico (VA); estos dominios están cruzados adicionalmente por una serie de fallas transversales. El contacto entre las dos unidades fisiográficas principales en esta sección, correspondientes a la Depresión Central y la Cordillera Principal, está delimitado por sistemas de fallas en el antearco interno; dominio que exhibe un rumbo NS general, una forma sinuosa y fallas extendidas tanto hacia el oeste como hacia el este alcanzando decenas de kilómetros de longitud (Santibañez et al., 2018). Dentro de este dominio se encuentran los sistemas de fallas Domeyko y West-Vergent Thrust System (WVTS) al norte de Chile (Muñoz & Charrier, 1996) y el sistema de fallas San Ramón y Pocuro en el centro (Jara & Charrier, 2014; Vargas et al., 2014; Yáñez et al., 2020). Estas fallas alzan y deforman el Frente Andino Occidental (Rauld et al., 2010; Riesner et al., 2017; Yáñez et al., 2020), caracterizado morfológicamente por un escalón topográfico de aproximadamente 2.000 m entre la superficie de los depósitos cuaternarios de la Depresión Central y las cumbres del frente cordillerano inmediatamente al este.

La zona correspondiente a la transición entre el bloque de montaña con los depósitos aluviales adyacentes se denomina Frente de Montaña. En esta zona pueden ocurrir 2 procesos de recarga importantes: la recarga del frente de montaña (MFR, por *Mountain-Front Recharge*), correspondiente a la infiltración focalizada de flujos superficiales en la zona de piedemonte; y la entrada de agua subterránea a un acuífero aluvial desde el bloque de montaña (MBR, por *Mountain-Block Recharge*), la cual puede ser difusa, a lo largo del plano paralelo al frente de montaña, o focalizada, a través de quebradas o fallas oblicuas al basamento (Markovich et al., 2019). Hasta hace poco, los medios fracturados han sido considerados como impermeables y que la recarga de aguas subterráneas de los acuíferos de Chile Central es exclusivamente a partir de infiltraciones de aguas meteóricas y pérdidas fluviales (DGA, 2015). Sin embargo, se ha demostrado en la zona central la circulación de agua subterránea en rocas fracturadas en la Cordillera Principal, incluso que esta agua aporta a la recarga los acuíferos aluviales aprovechando la alta densidad de fracturas conectadas (Taucare et al., 2020 a y b). Mientras, en la zona norte también se ha abordado el papel que tiene la infiltración desde la montaña en la recarga de los acuíferos de la Depresión Central en el Desierto de Atacama, mediante los procesos de MFR (Gamboa et al., 2019; Marazuela et al., 2019; Viguier et al., 2018). Esto es consistente con los modelos conceptuales clásicos del rol del frente de montaña en la recarga de los acuíferos en los rellenos de valle (Markovich et al., 2019; Wilson & Guan, 2004) que se muestra en la Figura 4-4. En este modelo se destaca el rol de la MBR difusa que ocurre a lo largo del frente de montaña y la MBR focalizada que ocurre a través de fallas y fracturas discretas oblicuas a este frente.

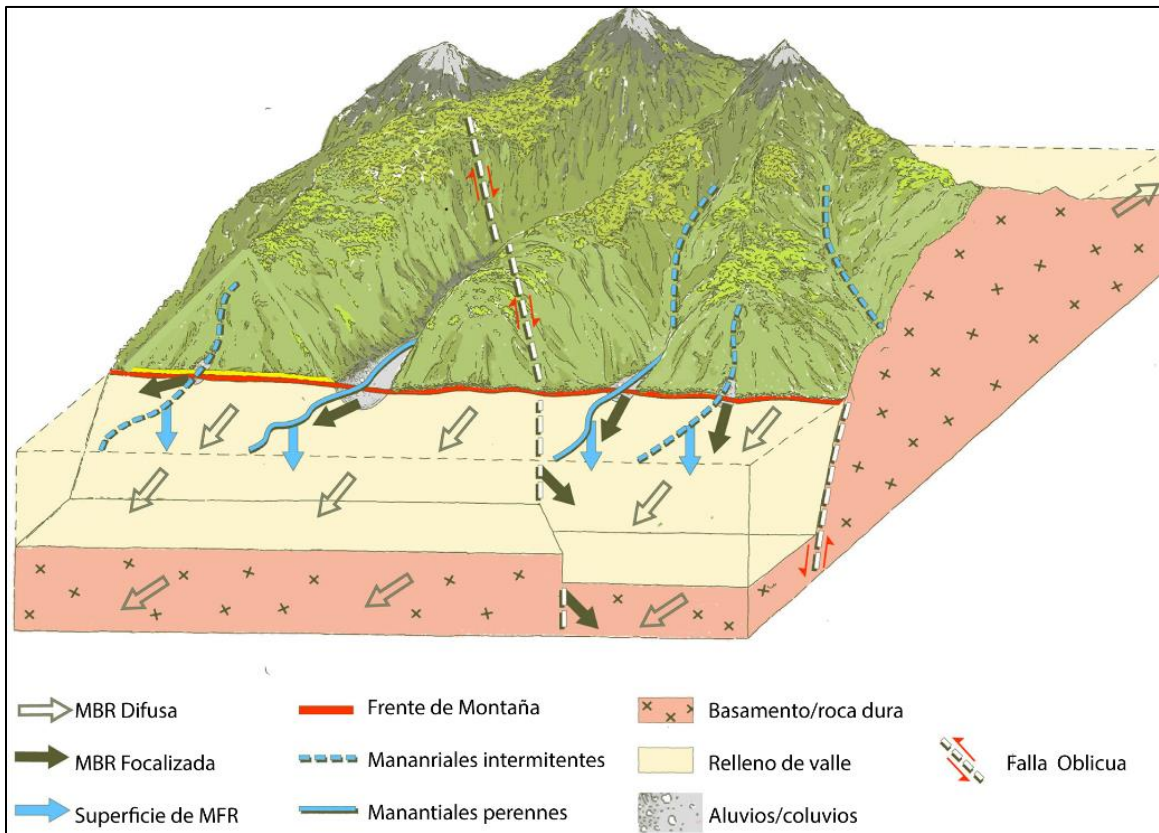


Figura 4-4. Modelo conceptual de recarga de frente de montaña. Tomada de (Markovich et al., 2019)

4.4 Mapeo de lineamientos

El mapeo de lineamientos es el proceso de dibujar líneas en mapas e imágenes. Estas líneas corresponden a una expresión topográfica de los rasgos estructurales que pueden relacionarse con rasgos morfológicos y estructurales, así como también estratigráficos, como lo pueden ser valles, frentes de cadenas montañosas, líneas de costa, etc. O'Leary et al. (1976) define los lineamientos como las propiedades lineales simples y complejas de estructuras geológicas tales como fallas, fracturas y varias superficies de discontinuidad, que están dispuestas en línea recta o en una ligera curva, detectadas por teledetección. Muchas estructuras no geológicas, como carreteras y canales, provocan errores en el análisis de lineamientos. Por lo tanto, se deben utilizar mapas geológicos e investigaciones en terreno para eliminar posibles errores. En el caso de la hidrogeología y en este estudio en particular en rocas duras, los lineamientos producto de factores estructurales son de los más relevantes, puesto que pueden implicar la presencia de una falla. Estos pueden comprender zonas de fracturas, zonas de fallas, intrusiones ígneas o contactos entre diferentes unidades geológicas.

La identificación y mapeo de lineamientos es una herramienta útil del estudio hidrogeológico pues da paso a la interpretación de los mecanismos tras las diferentes orientaciones preferenciales de los lineamientos. Se pueden asociar los esfuerzos tectónicos involucrados y zonas de debilidad. Además, lo principal de esta investigación es correlacionar los lineamientos obtenidos con los acuíferos y manantiales identificados, para así analizar la circulación de agua subterránea en las rocas fracturadas a través de posibles conductos para su circulación, o bien, una barrera para esto, como lo pueden ser las discontinuidades como fallas o fracturas con rellenos arcillosos. Entonces, los lineamientos y sus intersecciones pueden usarse para inferir el movimiento y almacenamiento de agua subterránea por el medio rocoso. Lattman & Parizek (1964) fueron los primeros en adoptar un mapa de lineamientos para explotar las aguas subterráneas. Posteriormente, muchos estudios han aplicado este enfoque en regiones geológicas de difícil acceso (Senanayake et al., 2016; Solomon & Quiel, 2006; Yeh et al., 2009). Además, a menudo utilizan los mapeos de lineamientos para determinar la ubicación de una perforación, especialmente cuando dichos lineamientos son el resultado de una extensa actividad tectónica (Sander, 2006; Singhal & Gupta, 2010).

A modo de caracterizar los lineamientos, estos pueden tener diferentes atributos, los más importantes son la longitud, orientación y densidad. Este último corresponde a uno de los más analizados, ya que la mayoría de las discontinuidades geológicas se atribuyen a fallas o sistemas de fracturas, que actúan como conductos para el movimiento y almacenamiento de las aguas subterráneas. Por esto, la densidad de lineamientos se puede utilizar para inferir una alta porosidad secundaria en un área de interés particular, lo que indicaría una zona con alto potencial de presencia de agua subterránea (Yeh et al., 2009).

Los lineamientos se localizan por medio de un estudio detallado de mapas y de fotografías aéreas y modelos de elevación (DEM). Si bien corresponden a una interpretación, existen diversas técnicas de tratamiento de imagen para llevar a cabo dicha interpretación de manera automática y rápida; esto es especialmente útil cuando existen áreas inaccesibles, muy extensas o zonas húmedas, que, debido al desarrollo de la cobertura vegetal, hace la tarea más compleja. La interpretación geológica derivada de fotografías aéreas mediante la teledetección se ha utilizado ampliamente con el propósito de identificar lineamientos o

zonas de fractura para la prospección de aguas subterráneas (Moore et al., 2002; Salama et al., 1994). En primer lugar, se pueden utilizar imágenes térmicas de infrarrojo, puesto que los lineamientos pueden actuar como conductos para el flujo de agua subterránea y pueden estar asociados con manantiales (Solomon & Quiel, 2006). Esto conduciría a un enfriamiento por evaporación a lo largo de una línea o zona que produciría características lineales. Otra herramienta útil son las imágenes SAR, ya que tienen valor para los estudios regionales de accidentes geográficos, resultan útiles para la delimitación estructural y los lineamientos se manifiestan muy bien.

Un ejemplo aplicado de mapeo de lineamientos es dado por el trabajo de Gleeson & Novakowski (2009), en que identifican lineamientos en un basamento cristalino en Ontario, Canadá. Para esto, se utilizaron un DEM e imágenes Landsat 5 en falso color a escalas de 1:250 000, 1:100 000 y 1:50 000, acentuando las estructuras con imágenes de sombras, como se muestra en la Figura 4-5.

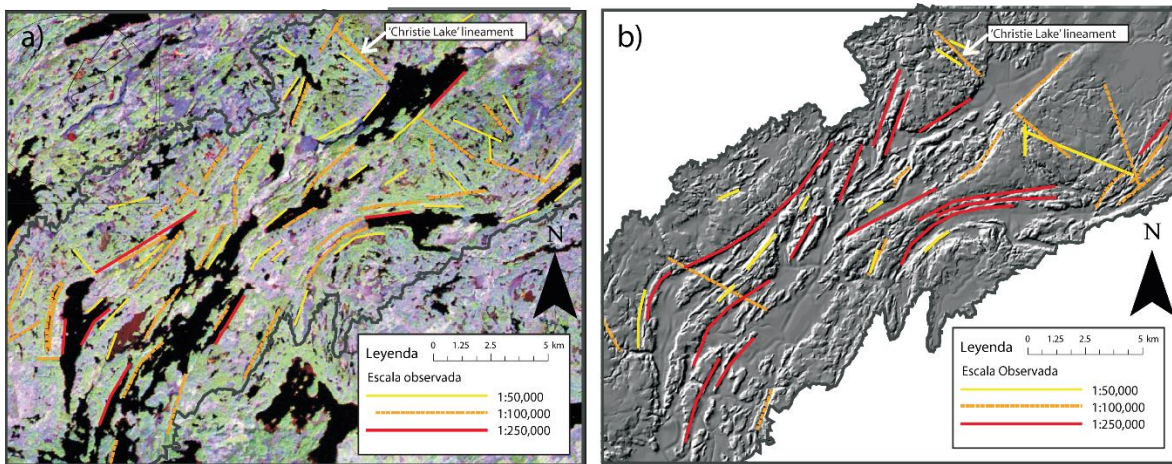


Figura 4-5. Ejemplo de mapeo de lineamientos realizado por Gleeson & Novakowski (2009). a) Imagen Landsat en falso Color y b) DEM mejorado con mapa de sombras.

4.5 Mapa de pendiente

Dentro del estudio hidrogeológico también se encuentra el análisis de pendiente, que corresponde al declive e inclinación del terreno. Este análisis consiste en la determinación de los parámetros del relieve desde la información conocida. La importancia de la identificación de las pendientes en una zona se encuentra en que esta determina la velocidad de escurrimiento de las corrientes de agua de una cuenca hidrográfica. El valor de esta pendiente influye en diferentes factores de comportamiento del agua en la cuenca, por lo cual su estudio determina el flujo característico de la zona de estudio. Además, en cuanto a su relación con el agua subterránea, la pendiente de una cuenca hidrográfica posee una compleja dinámica relacionada con la infiltración, humedad del suelo y aporte de los cauces en la recarga del agua subterránea; Conocer estos factores físicos que controlan el tiempo del flujo sobre el terreno, y la influencia directa en la magnitud de las avenidas o crecidas, es de vital importancia para la toma de decisiones en procesos de planificación.

De los puntos más importantes, se encuentra la relación del gradiente de la pendiente y la infiltración del agua superficial, ya que esto determina la recarga de agua subterránea. Las pendientes más grandes producen niveles más pequeños de recarga porque el agua corre rápidamente por la superficie de una pendiente empinada durante las precipitaciones, sin tener tiempo suficiente para infiltrarse en la superficie y recargar la zona saturada. Por otro lado, las pendientes planas facilitan la recarga del agua subterránea debido a la extensa retención de agua de lluvia, lo que proporciona condiciones de evaporación moderadas (Senanayake et al., 2016; Yeh et al., 2009). Entonces, el factor pendiente varía inversamente con la recarga de agua subterránea. Otro punto importante por considerar con los estudios de pendiente es la ubicación de puntos estratégicos que sean accesibles para los posteriores pasos de exploración y evaluación en terreno.

Para la realización de los mapas de pendiente y topografía en general, se utiliza como base un DEM. A partir de este, se pueden producir nuevas superficies de manera automática si se cuenta con análisis ráster, como la pendiente en los diferentes puntos del modelo de elevación. Los resultados de los valores de una pendiente a menudo se expresan en porcentaje o grados y se representan en rangos de gradientes.

4.6 Análisis topológico

Continuando con la planificación mediante el análisis de la geología estructural, y como se ha recalcado, las fracturas y discontinuidades en la hidrogeología son las estructuras más importantes, pues facilitan el almacenamiento y movimiento de los fluidos a través de las rocas. Para tener una primera aproximación que tienen estas estructuras en el flujo subterráneo de agua, es posible realizar un análisis topológico de manera remota, estudiando la orientación, longitud, densidad y conectividad de las fracturas en el mapeo de lineamientos realizado previamente (Párrafo 4.4).

Al considerar que una red de fracturas se puede describir a partir de la conectividad y densidad de fracturas (Mäkel, 2007; Taucare et al., 2020b), las rutas de flujo se pueden estudiar utilizando el enfoque topológico descrito por Sanderson & Nixon (2015) (Figura 4-6). En este se considera que, dado que una fractura se representa por una línea en un mapa, esta se puede descomponer en dos componentes conocidos como “nodos” y “ramas”. Un nodo corresponde al punto donde termina o se cruzan las ramas y pueden ser aislados (I), colindantes (Y) o cruzados (X); mientras que las ramas que conectan los nodos pueden estar aisladas (I-I), parcialmente conectadas (C-I) o totalmente conectadas (C-C).

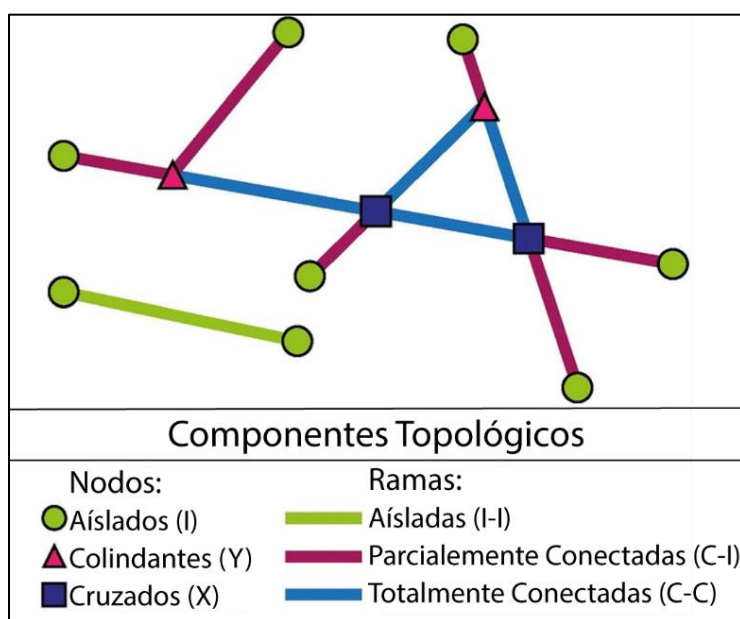


Figura 4-6. Análisis topológico propuesto por Sanderson & Nixon (2015). Tomado de (Taucare et al., 2020b).

Esta herramienta ha sido utilizada en diferentes partes del mundo de rocas fracturadas (Aliouache et al., 2019; Li et al., 2022). En el caso de Chile, Taucare et al. (2020b), utilizan este análisis en el Frente Cordillerano de la Cuenca del Aconcagua en Chile Central, resultando en dos áreas de alta densidad de fracturas y nodos conectados que se encuentran relacionadas con los principales manantiales de la zona de estudio, demostrando la existencia de ejes principales para el drenaje de agua. Además, estos ejes de drenaje se correlacionan con la zona de daño de la falla Pucuro de orientación N-S, donde las fallas oblicuas, de orientación N-W, serían las rutas de flujo para recarga focalizada (Taucare et al., 2020b; Figueroa et al., 2021).

Capítulo 5: Terreno geológico

Posterior a la recopilación bibliográfica de la zona de estudio, como se presentó en el Párrafo 3, donde se obtienen el marco geológico de estudios anteriores, y del análisis SIG, en la que se planifica la ubicación de puntos estratégicos para la exploración, se requiere un estudio en terreno. Los estudios en terreno ofrecen ventajas únicas para la solución de problemas geológicos, como el descubrimiento de nuevas características o relaciones, la verificación inmediata de las interpretaciones con respecto a las relaciones predichas, etc. Estos estudios están basados en 3 tipos de información. En primer lugar, en las observaciones y mediciones, que son datos objetivos que constituyen la principal información de mapas geológicos, como por ejemplo texturas de una roca, relaciones de contacto, rumbos y manteos, etc. En segundo lugar, se tiene la información interpretativa, donde se puede “ver” el ambiente en el pasado mediante las implicaciones de las observaciones. Finalmente, el tercer tipo de información corresponde a relaciones de edad, en que se ponen los eventos geológicos en orden.

En este Párrafo se mencionarán las principales características necesarias para comenzar una evaluación hidrogeológica mediante los primeros pasos de una sección exploratoria, correspondiente al terreno geológico. Se mencionan los puntos más importantes de este y su importancia hidrogeológica, como lo son el mapeo geológico, estructural y geomorfológico, el análisis de la meteorización del subsuelo, en muestras de roca de observación directa de las fracturas para determinar su geometría.

5.1 Mapeo geológico y estructural

La construcción del mapa geológico es a partir de los datos observados en el recorrido realizado en terreno. Este recorrido tiene el propósito de investigar y medir secuencias litológicas y sus relaciones de contacto. En primer lugar, un mapeo litológico consiste en una representación de la distribución de las rocas y sus características en una determinada formación.

Por otra parte, el mapeo también debe incluir un reconocimiento estructural de la zona, por ejemplo, zonas de fallas, pliegues y fracturas en general, que son indicios de los esfuerzos principales. En el campo se pueden validar posibles estructuras reconocidas mediante foto interpretación (Párrafo 4). La importancia de conocer estas estructuras es que permiten interpretar tendencias de orientaciones preferenciales, esfuerzos asociados a su formación y corresponden a atributos que determinan el almacenamiento de agua en los espacios abiertos de las rocas.

Si bien estas unidades litoestratigráficas pueden tener muchas definiciones, para este contexto, es de interés reconocer y diferencias litologías de rocas clásticas no consolidadas, rocas cristalinas, carbonatadas o volcanosedimentarias, puesto que son las que se abarcan en este trabajo. Respecto a las diferencias litológicas, se mencionarán las características más importantes de esta clasificación:

5.1.1 Rocas Cristalinas

Las rocas cristalinas incluyen ígneas plutónicas (como granito, diorita, etc.) y rocas metamórficas (como esquistos, gneises, etc.) que corresponden a rocas duras y ocupan aproximadamente un 20% de la superficie terrestre (Jens Hartmann & Moosdorf, 2012), con un área de 30 millones de km². Estas se caracterizan por tener una porosidad y permeabilidad primaria nula o insignificante, pero mediante procesos tectónicos y/o exógenos (meteorización) pueden adquirir una porosidad y permeabilidad secundaria importante. El grado de meteorización y las características de fractura deciden su conductividad hidráulica y otras propiedades; Se estima que la porosidad de la masa de roca cristalina no meteorizada generalmente varía entre 0,1% y 1%, mientras que las rocas meteorizadas pueden tener hasta un 45% de porosidad (Singhal & Gupta, 2010). Con respecto a esta ocurrencia de agua subterránea por la meteorización del medio, el regolito, la capa superior en un perfil de meteorización compuesto de suelo y roca alterada, es una fuente importante de agua subterránea, de lo que se especificará en el Párrafo 5.4.

El reconocimiento de estas rocas en el terreno geológico debe estar incluido en el mapeo geológico con las especificación litológicas y composicionales. Como el flujo es a través de fracturas, el área de contacto entre el agua y la matriz de la roca es pequeña. Sin embargo, las diferencias composicionales en la roca pueden influir en las características química del agua subterránea, por lo que es importante diferenciar entre rocas ácidas o básicas.

En cuanto a la alteración, su extensión y tipo dependerá de la litología de la roca madre y se pueden producir minerales arcillosos. Estas arcillas al rellenar fracturas abiertas reducen considerablemente la permeabilidad, en especial arcillas como esmectitas. Por esto, es importante tener en consideración en el mapeo las zonas y el tipo de alteración para el mapeo geológico.

5.1.2 Rocas Volcanosedimentarias

Este tipo de rocas corresponderían a rocas volcánicas como basaltos, andesitas, riolitas, etc. formadas por la solidificación del magma en superficie. En este grupo de rocas fracturadas también se consideraron las rocas sedimentarias fuertemente cementadas o consolidadas, como lutitas, limolitas, etc. En cuanto a las rocas volcánicas, ocupan un 6% de la superficie de la Tierra (Jens Hartmann & Moosdorf, 2012) y las más comunes son los basaltos. Pero en el caso de Chile, dominan las rocas andesítica, de hecho, los sectores cordilleranos corresponden principalmente a secuencias volcánicas con la presencia de algunos plutones y con menor participación de rocas sedimentarias (SERNAGEOMIN, 2003), por lo que son las rocas duras fracturadas principales en Chile.

La porosidad primaria y la permeabilidad de las rocas volcánicas dependen de la velocidad de enfriamiento, la viscosidad del magma y la desgasificación durante el enfriamiento y pueden tener diversos canales que imparten porosidad, como: capas de escorias, cavidades entre flujos, vesículas, grietas de contracción (como en el caso de basaltos columnares), etc. (Stearns, 1942). Y al considerar rocas sedimentarias, los planos de estratificación también tienen relevancia en la permeabilidad. En cuanto a la litología, las rocas volcánicas ácidas,

como las riolitas y las traquitas, suelen ser más masivas que los basaltos y, por lo tanto, tienen menor porosidad y permeabilidad, con algunas excepciones (Singhal & Gupta, 2010).

En el caso de Chile, los procesos tectónicos asociados a la subducción de la placa de Nazca bajo Sudamérica, ha producido distintos eventos deformativos a lo largo de los años, provocando la formación de múltiples fracturas en los sectores cordilleranos. Esto imparte una importante porosidad secundaria a las secuencias volcanosedimentarias. Pero, además, estas también están bajo los efectos de la meteorización, por lo que esta juega un importante rol.

5.1.3 Rocas Carbonatadas

Las rocas carbonatadas son rocas sedimentarias que contienen más de un 50% de minerales carbonatados como calcita y dolomita y ocupan cerca de un 21% de la superficie de la Tierra (Jens Hartmann & Moosdorf, 2012) y abastecen de agua a casi una cuarta parte de la población mundial (Singhal & Gupta, 2010). Estas rocas son solubles en gran parte en agua, dando lugar a un paisaje característico conocido como karst, cuya principal característica es la presencia de cuevas, grietas y cavidades por las que puede circular el agua subterránea. Por lo tanto, la presencia de caminos para el paso del agua subterránea en este tipo de rocas está determinada por la actividad de la disolución, que a su vez es dependiente del clima de una zona (Cecioni, 1982; Singhal & Gupta, 2010). En estos, la porosidad y permeabilidad dependen de la litología y la intensidad de fracturamiento por disolución.

En Chile, el fenómeno kárstico se ha evidenciado en principalmente 3 zonas, en la Cordillera de la Costa de Tarapacá, en calizas del Archipiélago Patagónico y en calizas de la Formación Loa y Cerro Toro en la provincia de Última Esperanza (Cecioni, 1982).

5.2 Muestreo de roca/suelo

Parte importante del terreno es el muestreo roca. En primer lugar, por este se pueden estudiar propiedades físicas, la composición mineral y química a grandes rasgos y una descripción litológica más en detalle de las rocas presentes. Además, como parte de una investigación hidrogeológica, es posible realizar diferentes tipos de análisis en laboratorio a una muestra de roca para determinar su composición química en detalle. Si además se realizan estudios hidroquímicos en el agua, se puede recopilar información sobre los procesos de interacción agua-roca. Las composiciones isotópicas y químicas del agua subterránea reflejan la composición mineralógica de las rocas en el acuífero y se puede utilizar para localizar áreas de recarga y para determinar el origen de esta agua (agua meteórica, marina, fósil, magmática, etc.) y diferenciarla de los compuestos químicos individuales que puedan estar asociados a contaminación (por ejemplo, el carbonato, el sulfato, el nitrato, etc.).

En este sentido, se puede definir la tasa de disolución como la tasa de transferencia de moléculas individuales desde las partículas sólidas al fluido. Unos pocos minerales dominan la composición de las rocas más representativas (Tabla 5-1), cuya disolución se puede asociar con la permeabilidad de la roca (Worthington et al., 2016). Generalmente esta disolución es más eficiente en presencia de ácidos carbonáticos (Berner 2012), en consecuencia, estos minerales tienen velocidades de disolución más altas a valores de pH más bajos (Figura 5-1).

Tabla 5-1. Composición de rocas representativas de las principales litologías mencionadas. Tomado de Worthington et al. (2016).

Mineral y tasa de disolución a un pH de 7 [mol/m²/s]	Carbonatada [%]	Granitos [%]	Basaltos [%]	Arenisca [%]
Calcita (10 ^{-5.9})	56.7	-	-	11.3
Dolomita (10 ^{-7.2})	36.4	-	-	-
Olivino (10 ^{-9.9})	-	-	6.7	-
Piroxeno (10 ^{-11.0})	-	-	30.6	-
Plagioclasas Ca, Na (10 ^{-11.3})	-	10.3	41.7	-
Cuarzo (10 ^{-12.1})	3.7	27.9	-	70.7
Feldespato K (10 ^{-12.1})	2.2	36	-	10.4
Biotita (10 ^{-14.1})	-	5.2	-	-

Entonces, mediante la correlación de las composiciones químicas de la roca y el agua, es posible estimar la interacción agua-roca, mezclas de agua, fuentes de contaminación y además analizar la permeabilidad de la roca, ya que una mayor disolución de minerales está asociado a un aumento en la permeabilidad (Figura 5-1)

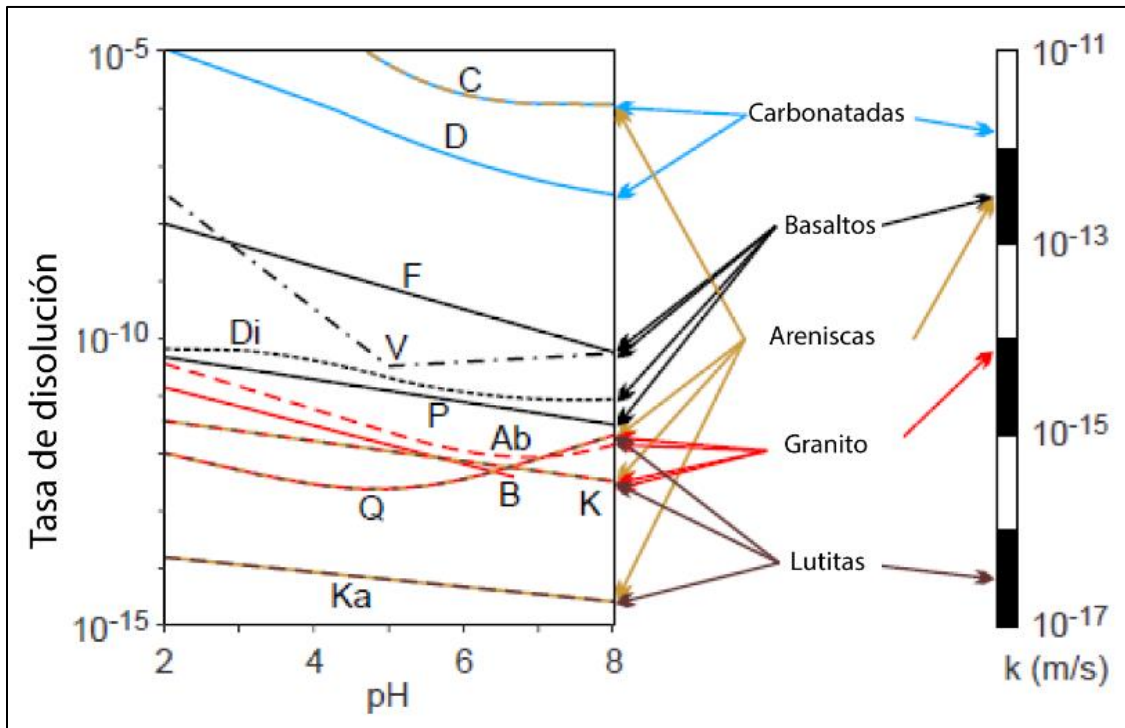


Figura 5-1. Correlación entre las tasas de disolución de los principales minerales formadores de rocas con la permeabilidad (K) de las principales litologías. Las tasas de disolución son de Brantley et al. (2008), y las permeabilidades son de Gleeson et al. (2011). Tomado de Worthington et al. (2016).

5.3 Mapeo geomorfológico

Las investigaciones geomorfológicas incluyen la delineación y mapeo de varios accidentes geográficos y características de drenaje. Estos contribuyen significativamente a descifrar áreas de recarga de aguas subterráneas y su potencialidad para su desarrollo. Debido a que las características del drenaje fueron abordadas en el Párrafo 4, aquí se mencionarán las características importantes a describir de los accidentes geográficos. Este mapeo otorgará información estructurada y precisa de los depósitos superficiales y las formas del terreno. En este se incluyen, por ejemplo, laderas y cumbres, valles, quebradas, los depósitos cuaternarios aluviales, coluviales, glaciares, de remoción en masa, etc.

Los agentes geológicos externos son aquellos que modelan el relieve y por lo tanto son capaces de erosionar, transportar y sedimentar, que son los procesos morfogenéticos, como se muestra en la Figura 5-2. Por otro lado, la acción de los agentes se va a ver influenciada por tres factores principales, que son:

1. Condiciones climáticas presentes y pasadas
2. Tipos de rocas y sus características estructurales
3. Período de tiempo involucrado en la meteorización.

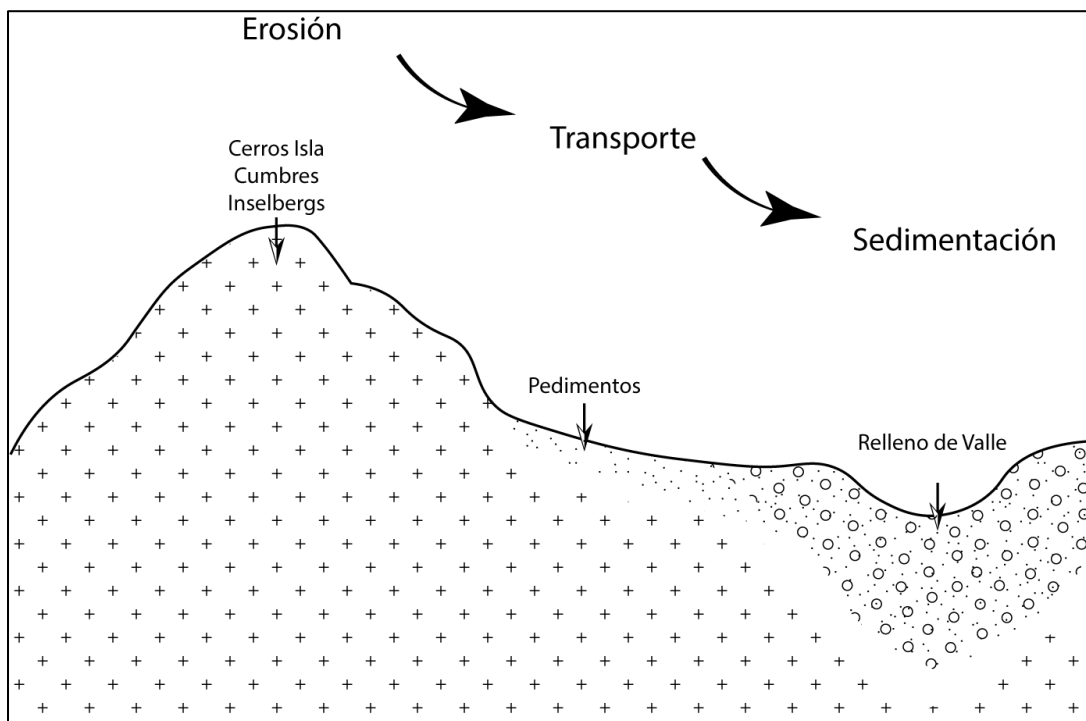


Figura 5-2. Perfil esquemático de relieves en ambientes de roca dura con los principales agentes morfogenéticos y depósitos de ejemplo. Modificado de Singhal & Gupta (2010).

El primer proceso morfogenético, la erosión, arranca materiales y depende de distintos factores como el clima debido al ciclo hidrológico (precipitaciones y escorrentía), las variaciones de temperaturas y el impacto del viento; depende también de la topografía,

determinada por la orientación del terreno y la inclinación y longitud de la pendiente; de la litología y la textura de la roca, por agentes como la estratificación, porosidad o su composición; finalmente, también depende de factores antrópicos. Por su parte, el proceso morfo-genético de transporte corresponde a la movilización de material motivada por agentes naturales, como el viento o el agua y es posterior a la erosión y previo a la sedimentación. Finalmente, la sedimentación es la acumulación de los materiales transportados por un agente geológico. Para estudiar estos depósitos, se observa una serie de caracteres resultado de las condiciones de formación que son la procedencia de los materiales, el agente y duración de transporte y los factores ambientales del lugar de depositación.

Por lo tanto, genéticamente hablando, el relieve es dividido en dos tipos:

1. Relieve de erosión, asociados a terrenos de roca dura resistente. Ejemplos de esto pueden ser inselbergs o cerros isla y pedimentos o glacis.
2. Relieve de depositación, que típicamente comprenden sedimentos no consolidados y pueden ocurrir en entornos de roca dura, por lo que juegan un papel muy importante en el desarrollo de aguas subterráneas. Ejemplos de estos, son algunos depósitos fluviales, aluviales, glaciares y rellenos de valle.

Tabla 5-2. Morfologías comunes en ambientes de roca dura con sus principales características. Modificado de Philip & Singhal, (1992)

Relieve	Litología	Descripción y ejemplos	Potencial de agua subterránea
Cerros Islas	Rocas duras cristalinas o volcanosedimentarias	Colinas aisladas en llanuras. Ejemplo de esto son rocas duras como ígneas, metamórficas o volcánicas	Pobre
Pedimentos	Roca dura cubierta de suelo y material coluvial	Superficies de baja pendiente cubiertos por material de transporte. Ejemplo de esto son detritos y coluvios gravitacionales	Moderada-Buena, aptos pozos y pozos profundos
Relleno de Valle	Detritos y sedimentos gruesos	Relleno de canal de erosión con pendiente suave, abundante vegetación y alta humedad. Ejemplos de estos rellenos son los abanicos fluviales/aluviales o coluvios	Buena, apto para pozos profundos

Realizando un énfasis en las geomorfologías deposicionales, una parte importante corresponden a los depósitos sedimentarios de edad cuaternaria, que involucran meteorización y transporte de detritos sobre la superficie topográfica. Estos depósitos sedimentarios se clasifican (Gonzales et al., 2002) en:

- Depósitos coluviales: Producto de alteración y desprendimiento in situ transportados por gravedad y se encuentran conformados por gravas angulosas con matriz limo-arcillosa.
- Depósitos aluviales: Producto de transporte y depósito de detritos por acción de agua esporádica. Comprenden arcillas, arenas, bloques de formas muy variables y de mala selección y ocupan cauces, llanuras y paleocanales en forma de abanicos.
- Depósitos fluviales: Producto de transporte y depósito de ríos en forma de abanicos, terrazas, llanuras de inundación, etc. Los depósitos fluviales forman acuíferos ideales, ya que se encuentran a lo largo de los valles de los ríos y en áreas de topografía uniforme con una recarga adecuada.

En el mapeo geomorfológico se debe tomar una atención especial en el reconocimiento de depósitos de abanicos aluviales o fluviales, que generalmente están ubicados en quebradas. Esto se debe a los sedimentos de aluviales forman acuíferos de gran conductividad hidráulica, capacidad de almacenamiento y transmisividad. Entonces, en frentes cordilleranos, se ha demostrado que estos acuíferos de montaña son vías de flujo preferenciales que transfieren agua subterránea desde la Cordillera Principal a la Depresión Central y constituyen recursos locales de agua subterránea para actividades agrícolas dentro del Frente Andino Occidental (Figueroa et al., 2021a).

5.4 Perfiles de meteorización

La meteorización es un proceso exógeno que le ocurre a los materiales terrestres por estar expuestos a un ambiente cambiante y se define como la alteración de la roca por procesos físicos, químicos y/o biológicos. Los acuíferos de roca dura ocupan generalmente las primeras decenas de metros bajo la superficie del suelo (Taylor & Howard, 2000) y son sometidos naturalmente a procesos de meteorización.

Si bien el proceso de descomposición de un lecho rocoso no tiene un desarrollo lineal y, por lo tanto, la litología resultante es altamente heterogénea, existe un patrón general de meteorización. Este patrón consiste en el “Perfil de Meteorización”, descrito por diversos autores (Chilton & Foster, 1995; Maréchal et al., 2004; Singhal & Gupta, 2010; Wyns et al., 2004), como diferentes capas, que en conjunto constituyen un acuífero compuesto. La secuencia de estas capas desde la superficie hacia abajo es la siguiente (Figura 5-3):

1. Suelo Residual arcilloso de pocos metros de espesor, que puede estar ausente producto de la erosión y es parte del regolito del suelo.
2. La Saprolita, parte del regolito, es una zona rica en arcillas por la acumulación de minerales secundarios derivados de la descomposición prolongada del lecho rocoso, de algunas decenas de metros de espesor. Algunos fragmentos de rocas y minerales primarios más estables pueden estar preservados en su forma original y a medida que se desciende en esta zona del perfil, aumenta el contenido de estos, ya que hacia abajo los procesos de meteorización sólo inducen cambios leves o nulos en el volumen de roca. Debido a su composición arcillosa-arenosa, la capa de saprolita puede alcanzar una porosidad bastante alta, que depende de la litología de la roca madre y muestra generalmente una permeabilidad bastante baja (Begonha & Sequeira Braga, 2002; Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2021)
3. La Capa Fisurada, caracterizada por tener una densidad de fracturas que decrece con la profundidad, es la zona más transmisiva y porosa del acuífero. Dewandel et al., (2006), en un estudio de acuífero granítico en India, demostraron que las fisuras son el resultado del propio proceso de meteorización, producto de la hinchazón de ciertos minerales que producen un aumento de volumen favoreciendo la formación de grietas y fisuras. Además, las fisuras que se generan por el enfriamiento de estos minerales son ortogonales al vector de menor magnitud (σ_3), por lo que son sub-paralelas a la superficie de meteorización (Dewandel et al., 2006). En casos en que la Saprolita esté erosionada, la Capa Fisurada puede ser el principal almacenamiento del acuífero (Wyns et al., 2004) y la mayoría de los pozos productivos en rocas fracturadas aprovechan los recursos del acuíferos en esta zona (Nicolas, 2019).
4. Basamento fresco no meteorizado, que es permeable solo donde hay fracturas por tectónica, pero la densidad de fracturas es mucho más baja que la capa fisurada (B. Dewandel et al., 2006), por lo que esta zona puede considerarse impermeable y de muy baja capacidad de almacenamiento (Maréchal et al., 2004).

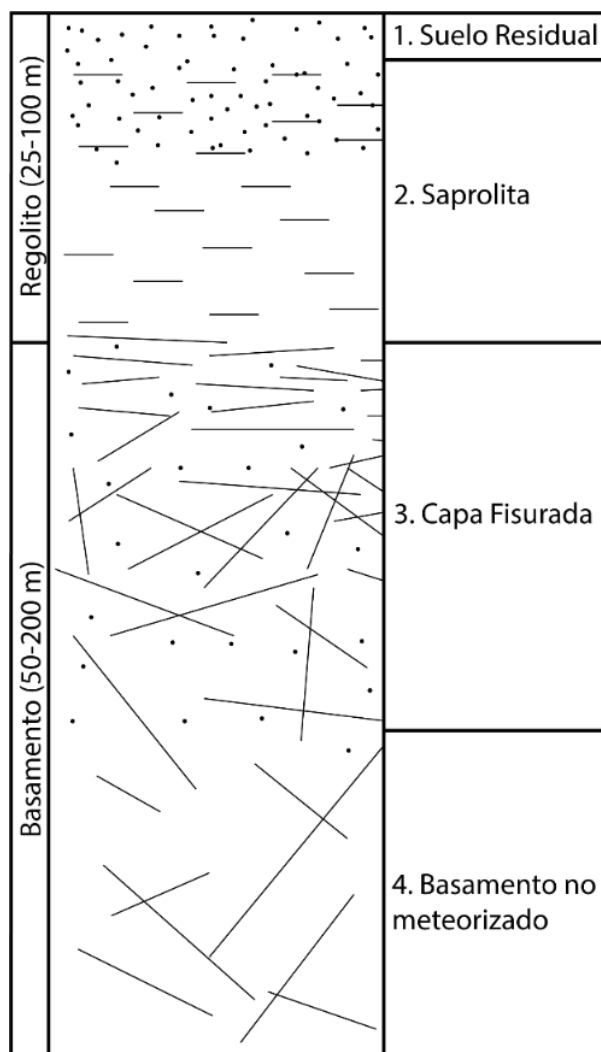


Figura 5-3. Perfil de meteorización de roca dura idealizado. Modificado de Singhal & Gupta (2010) y Lachassagne et al. (2021).

Trabajos anteriores como los de (Dewandel et al., 2006, 2011; Lachassagne et al., 2011; Worthington et al., 2016) han demostrado que la meteorización es el principal proceso que impulsa el desarrollo de recursos de agua subterránea en rocas duras, pues estimula la creación de fracturas y luego de acuíferos.

Las características físicas del perfil de meteorización como el espesor y la extensión dependen de factores como la litología, la topografía y el clima, entre otros. La litología de la roca madre influye en el espesor y la permeabilidad de la capa meteorizada, por ejemplo, rocas graníticas de grano grueso dan lugar a capas meteorizadas gruesas y permeables, mientras que rocas como gabros son capas más arcillosas y por lo tanto, menos permeables (Singhal & Gupta, 2010). La topografía influye en que en áreas de planicies con bajo relieve se desarrollan extensas y gruesas capas meteorizadas como en Brasil, África subsahariana, Sri Lanka, India peninsular y partes de Australia (Larsson, 1984). Finalmente, el clima es un factor importante en el desarrollo del regolito y por lo general en regiones áridas-semiáridas, la capa meteorizada suele ser delgada (<1 m); mientras que en áreas húmedas, la capa es muy

gruesa (>50 m) (Larsson, 1984). Pero esta aseveración no siempre es cierta. Por ejemplo, en un estudio realizado en la Cordillera de la Costa de La Serena, Chile, considerado como clima semi-árido, se encontró un perfil de meteorización donde el basamento inalterado recién está a los 80 m de profundidad (Krone et al., 2021), mediante técnicas de perforación.

Si bien los principales estudios del efecto de la meteorización para la creación de acuíferos en rocas fracturadas se han realizado en rocas cristalinas (Dewandel et al., 2006, 2011; Lachassagne et al., 2011; Worthington et al., 2016), todas las rocas de diferentes litologías están expuestas a meteorización, por lo que se debe analizar cada sitio en particular.

5.5 Análisis geotécnico de fracturas

En terreno, la descripción de un macizo rocoso fracturado se puede considerar en tres componentes básicos: la red de fracturas, el bloque de matriz y el relleno de las fracturas. Las fracturas, que fueron identificadas y descritas en el mapeo estructural, pueden crear una red de fracturas, donde se cruzan entre sí y facilitan el flujo. Por lo tanto, es extremadamente importante caracterizar las discontinuidades y realizar sus medidas en terreno. Los diversos parámetros o características más importantes se describen a continuación:

1. **Orientación:** La orientación es el parámetro para definir un plano de fractura en el espacio, utilizando relaciones angulares. Se define en términos del rumbo (ángulo con respecto al norte) y el manteo (ángulo entre el plano de fractura y el plano horizontal). En el terreno mismo las inexactitudes en la toma de mediciones son frecuentes, ya sea por dificultades en el acceso al plano de fractura, magnetización de la roca o por la utilización de la brújula. Por esto se requiere un análisis estadístico, con la toma de muchos datos. Una herramienta para mostrar la prevalencia estadística son las proyecciones esféricas donde se representen los planos y sus respectivos polos. Cabe destacar que no todas las fracturas pueden jugar un papel significativo en el movimiento de fluidos, por lo que la selección e integración de datos debe realizarse con cuidado.
2. **Apertura:** La apertura es la distancia perpendicular que separa las paredes de roca adyacentes de una discontinuidad abierta, en la que el espacio intermedio está lleno de aire o agua. Esta se mide en milímetros y puede variar de muy estrecha a muy ancha. Generalmente en zonas donde dominan los esfuerzos tensionales las aperturas entre fracturas pueden ser más grandes. Pero estos valores también pueden aumentar por erosión o disolución; o bien, disminuir a mayores profundidades por la presión litostática.
3. **Longitud:** A veces conocida como persistencia, es una medida del grado de desarrollo de la superficie de fractura, es decir, la longitud de penetración de una fractura en un macizo rocoso. Debido a que algunas de las discontinuidades son más persistentes y continuas que otras, se convierte en un parámetro muy importante para controlar el flujo de agua subterránea. Este parámetro es difícil de medir en terreno y a menudo corresponden a valores aparentes, ya que las exposiciones en superficie de estas no son completas. Pero se obtiene mediante la observación de la longitud del trazo en la dirección de manteo.
4. **Densidad:** Corresponde al grado de fracturamiento de la roca, ya que se trata de la longitud promedio de fractura por unidad de área en una superficie plana (2D). O bien, en términos de volumen (3D), es el área de superficie fracturada promedio por unidad de volumen de roca. La densidad de fracturas es útil para determinar trenes de permeabilidad, zonas de acumulación de fluidos y volúmenes porosos. Esto se puede estimar en terreno con los datos de longitudes.

5. **Conectividad de fracturas:** La intersección de fracturas es importante ya que el flujo de agua subterránea tiene lugar a través de múltiples fracturas. Un mayor grado de fractura proporciona una mayor intercomunicación continua entre la red. La conectividad aumenta con el aumento de la longitud y la densidad, ya que aumenta la posibilidad de intersección de la fractura. De acuerdo con su conectividad, las fracturas se pueden clasificar en contiguas (se intersectan), ciegas (no se intersectan) o difusas (es indeterminado si se intersectan o no).

6. **Relleno de la fractura:** El relleno corresponde al material sólido que se encuentra entre las paredes adyacentes de una fractura, por ejemplo, puede ser arcillas, brecha, minerales carbonáticos, etc. La descripción del material de relleno es también parte esencial del análisis geotécnico, ya que este puede tener una permeabilidad variable según la mineralogía o el tamaño de grano. Por ejemplo, una fractura rellena de materiales arcillosos puede comportarse como una barrera impermeable (Figuroa et al., 2021)

Capítulo 6: Investigación Hidrogeoquímica de Campo

En la sección exploratoria de las investigaciones de campo, es importante tener un acercamiento prioritario a la investigación hidrogeológica, implementando todas las herramientas que permitan conocer el origen del agua, su circulación, la composición, etc. Dentro de las herramientas más utilizadas son los análisis hidroquímicos e isotópicos, útiles para determinar mezclas de agua, zonas de recarga, interacción fluido-roca, etc. Por otro lado, los estudios isotópicos en muestras de lluvia, permite determinar la elevación de las zonas de recarga en sectores montañosos y los tiempos de residencia del agua en el sistema hidrogeológico. Finalmente, mediante ensayos de infiltración se puede determinar el comportamiento hidráulico del lecho rocoso, la relación con la apertura y relleno de las fracturas. Todos estos puntos se tocarán a continuación.

6.1 Muestreo hidroquímico

La hidroquímica se centra en los aspectos químicos del agua y su relación con las rocas en la corteza terrestre. Mediante la química del agua se pueden estudiar procesos y reacciones que afectan la distribución y circulación de especies disueltas. Por lo tanto, un estudio y muestreo hidroquímico permite determinar el origen y movimiento del agua subterránea, posibles mezclas, estudiar procesos de contaminación, identificar infiltraciones y áreas de recarga, etc. El muestreo de agua es necesario que se realice tanto en agua subterránea, que se puede medir en manantiales, donde el agua aflora en superficie o en pozos (Párrafos 8 y 9), como en aguas superficiales y así estudiar la interacción entre ambas. En este muestreo, usualmente de manera paralela, se realizan distintas determinaciones fisicoquímicas, tales como mediciones de pH, temperatura y conductividad eléctrica, que se toman in situ con distintas herramientas como un termómetro de mercurio, un pH-metro y un conductímetro. Todos estos parámetros corresponden a una determinación química de campo. Por otro lado, está la determinación química de laboratorio, donde se realizan todos los análisis composicionales de la muestra de agua, que incluyen los elementos mayoritarios, tales como SiO_2 , Cl, SO_4 , HCO_3 , NO_3 , Na, K, Ca y Mg; y otros elementos traza que sean de interés, como Li, B, As, Sr o Ba. Para el análisis de estos elementos se utilizan técnicas como espectrometría de absorción o espectrometría de emisión.

La información resultante del análisis puede ser esquematizada de distintas maneras, tales como mapas o diagramas hidroquímicos. Un mapa consiste en un dibujo de la distribución de las concentraciones elementales en un área; se representa la variación espacial de las características hidroquímicas trazando cotas de igual concentración, llamadas isoconas. Este tipo de mapas es especialmente útil para analizar el movimiento de agua en el subsuelo. Por ejemplo, un mapa de isoconductividad permite estudiar mezclas de agua. O un mapa de representación de iones de cloruro permite determinar la dirección del flujo de agua subterránea. Este ejemplo se puede ver en la Figura 6-1, donde la relación HCO_3/Cl es útil para determinar la dirección del movimiento del agua subterránea y la distancia desde su área de recarga, ya que esta relación disminuirá en la dirección del flujo debido a una mayor disolución de Cl, por lo que en esa dirección también hay un aumento de sólidos disueltos (TDS).

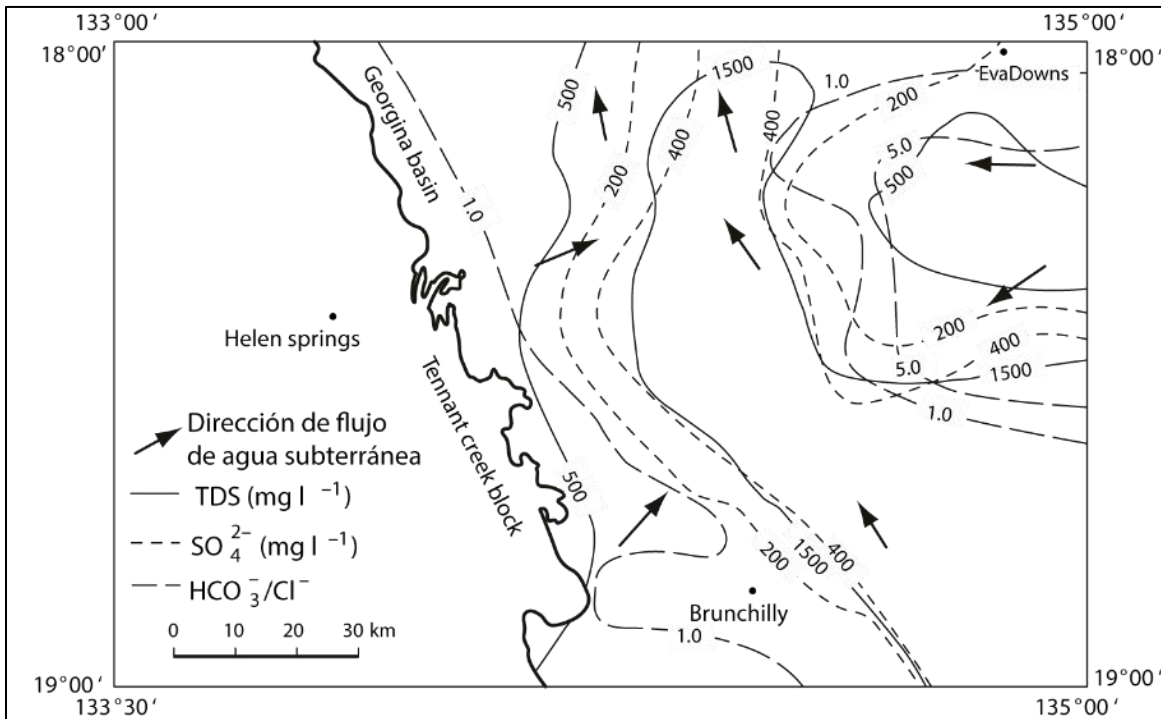
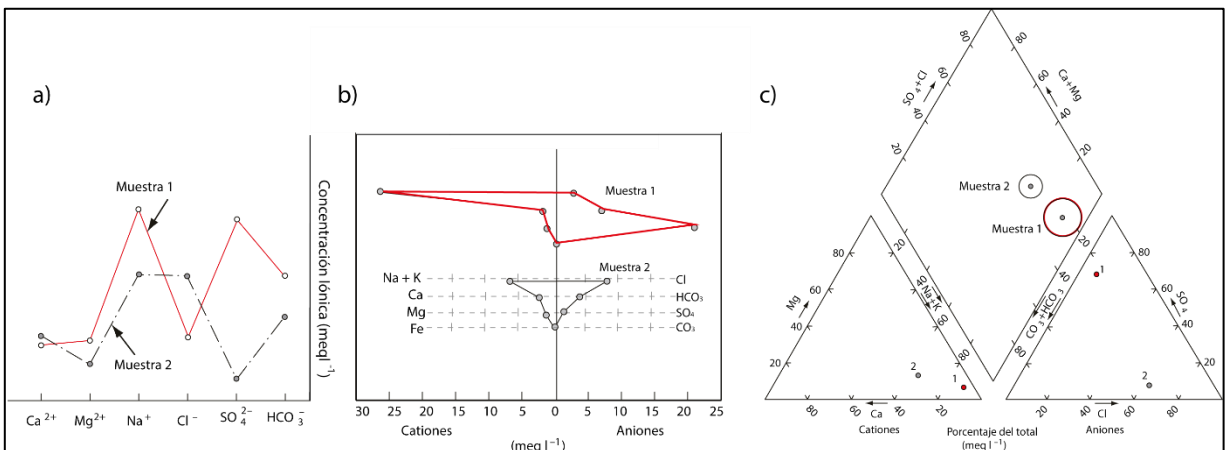


Figura 6-1. Mapa de isoconas de TDS, SO_4^{2-} y la relación $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ en un caso de estudio en Helen Spring, Norte de Australia por Verma & Jolly (1992). Redibujado por Singhal & Gupta (2010).

La otra manera de esquematizar los resultados hidroquímicos, son los diferentes diagramas existentes. Una primera aproximación de las características químicas de una muestra de agua se hace representando la composición química de todas las muestras en un diagrama logarítmico vertical de Schoeller-Berkaloff. También se utilizan a menudo los diagramas de Stiff, útiles para visualizar las diferencias en la distribución de cationes y aniones en función de sus patrones variables. Otro diagrama muy utilizado es diagrama de Piper, que se utiliza para la clasificación de muestras de agua en varios tipos hidroquímicos según la concentración relativa de los principales cationes y aniones. Un ejemplo de estos diagramas se encuentra en la Figura 6-2, donde son ploteadas las composiciones químicas de 2 muestras de agua.



*Figura 6-2. Diferentes diagramas para esquematizar un resultado hidroquímico de laboratorio de dos muestras.
a) Diagrama de Schoeller-Berkaloff, b) Diagrama de Stiff y c) Diagrama de Piper.*

También existe el análisis estadístico multivariante, que es una herramienta útil para evaluar la importancia de las anomalías geoquímicas en relación con cualquier variable individual y la influencia mutua de las variables entre sí. En términos básicos, cuando se aplica a la geoquímica, el análisis multivariante tiene como objetivo identificar correlaciones espaciales entre grupos de elementos (características litológicas, fenómenos de enriquecimiento, contaminación, etc.) en un sistema complejo y reducir un conjunto de datos multidimensionales a componentes más básicos. Algunas de las técnicas más utilizadas para esto son el análisis de componentes principales (PCA), el análisis factorial (FA) y el análisis de clusters (CA) (Albanese et al., 2018; Moeck et al., 2016; Taucare, et al., 2020a).

6.2 Muestreo isotópico

Las técnicas isotópicas se han aplicado en la hidrogeología a nivel mundial durante muchos años, constituyéndose en una herramienta muy valiosa para la investigación y la solución de problemas (Fontes, 1980). La investigación ambiental sobre isótopos es una herramienta para entender el flujo de agua subterránea regional y confirma, o refuta, las relaciones inferidas entre los acuíferos. La investigación sobre isótopos puede dar información sobre fuentes, edades, tiempos de viaje y trayectoria de flujo de agua subterránea.

Un isótopo es un átomo de un elemento en particular que tiene el mismo número atómico pero distinto peso atómico por su diferencia en el número de neutrones. Los isótopos son clasificados como estables o inestables (radioactivos). Los isótopos inestables se producen naturalmente por la interacción de los rayos cósmicos con la atmósfera y son introducidos al ciclo hidrogeológico. Además de los isótopos producidos cosmogénicamente, hay isótopos introducidos en el ambiente por la actividad humana en pruebas nucleares. Los isótopos de hidrógeno y oxígeno son marcadores naturales que marcan el agua directamente y, por lo tanto, son de particular interés en las investigaciones hidrogeológicas. El hidrógeno se presenta en la naturaleza bajo la forma de dos isótopos estables, que son el Protio (^1H) y el Deuterio (^2H o D) y uno radiactivo, el Tritio (^3H o T). Por otra parte, el oxígeno posee tres isótopos estables, que son ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O .

6.2.1 Isótopos Estables

Para el análisis de la composición isotópica, la composición promedio del océano (SMOW, Standard Mean Ocean Water) se ha tomado como el estándar internacional de comparación y a partir de esto interpretar cambios en la composición isotópica debido a distintos procesos. Toda concentración de isótopos estables en la molécula de agua se presenta entonces como la desviación delta (δ) con referencia estándar, de la siguiente manera:

$$\delta = \frac{R - R_{SMOW}}{R_{SMOW}}$$

Donde R es el cociente entre los isótopos más pesados y livianos de los isótopos estables, ya sea del hidrógeno ($^2\text{H}/^1\text{H}$) o del oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$).

Entre los isótopos estables, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, son muy utilizados para identificar las diferentes fuentes de agua y distinguir aguas con una composición química similar, ya que son trazadores ideales porque son parte de la molécula de agua y no reaccionan como otros elementos disueltos en el agua (Dickinson et al., 2006). Craig (1961), encuentra una relación lineal entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para aguas meteóricas superficiales, que es representada en la ecuación “Línea de Agua Meteórica Global de Craig” (GMWL):

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10^0/_{00}\text{SMOW}$$

Donde el valor $10^0/_{00}\text{SMOW}$ corresponde a al llamado valor del exceso de deuterio y es la intersección con el eje Y que se muestra en la Figura 6-3. En esta se muestra la Línea

Meteorica Mundial comparada con los cambios de la composición isotópica del agua producida por diferentes procesos.

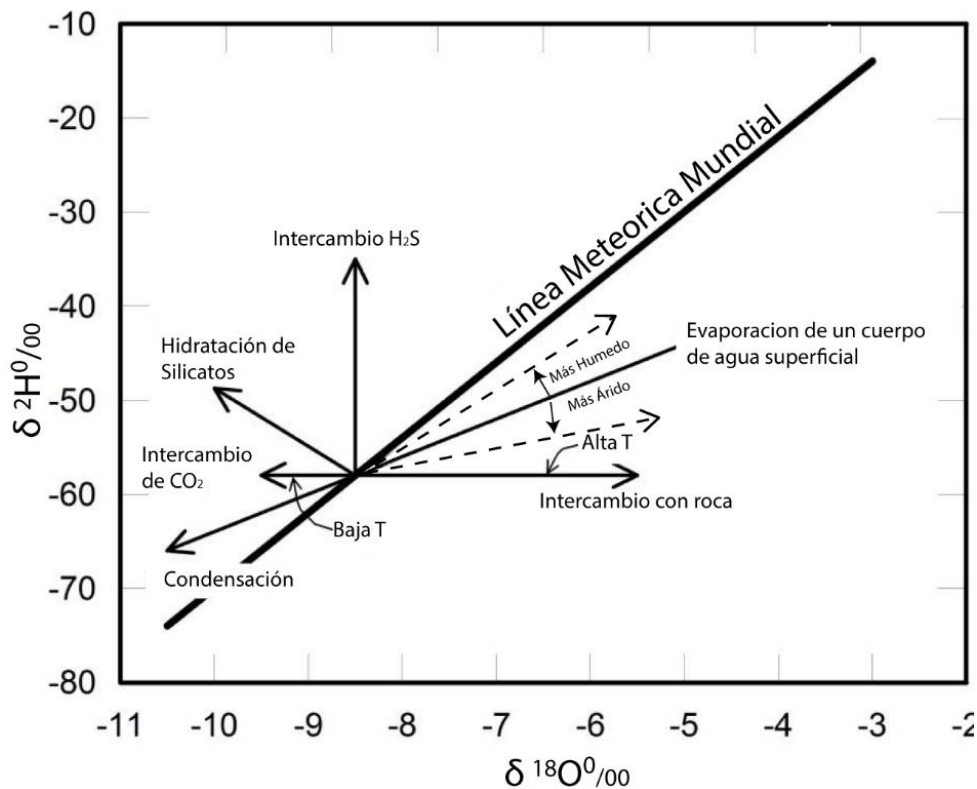


Figura 6-3. Línea Meteorica mundial comparada con los cambios de la composición isotópica del agua producida por diferentes procesos. Modificada de (Valenzuela et al., 2013).

Por lo tanto, es posible identificar la fuente de agua subterránea a través de la composición de isótopos estables. Por ejemplo, el agua subterránea que tiene la fuente de recarga a grandes altitudes será más rica en isótopos más ligeros y puede distinguirse del agua subterránea recargada a altitudes más bajas. Por otra parte, el aporte de cuerpos de agua superficiales como lagos, estanques y embalses, sometidos a procesos de evaporación, puede identificarse por el enriquecimiento en isótopos estables más pesados. Los datos de Deuterio y ^{18}O de manantiales fríos y calientes ayudan a determinar la fuente de recarga, la altitud de recarga, la mezcla de agua fría, la difusión térmica y el patrón de flujo. Una similitud de los valores de $\delta^2\text{H}$ entre el agua de manantial y la precipitación indicaría una recarga local. Un aumento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas termales se atribuye a la interacción agua-roca.

6.2.2 Isotopos Inestables

Los isótopos inestables o radiactivos son átomos que decaen espontáneamente con el tiempo formando otros isótopos que emiten partículas alpha o beta y hasta gamma. La ventaja de los trazadores radiactivos es que pueden detectarse incluso en bajas concentraciones en el agua y se utilizan comúnmente para datar el agua subterránea y también son importantes para la estimación de la recarga y la gestión. En la Figura 6-4 se muestran los datos sobre las vidas medias de algunos isótopos radiactivos utilizados en estudios de aguas subterráneas.

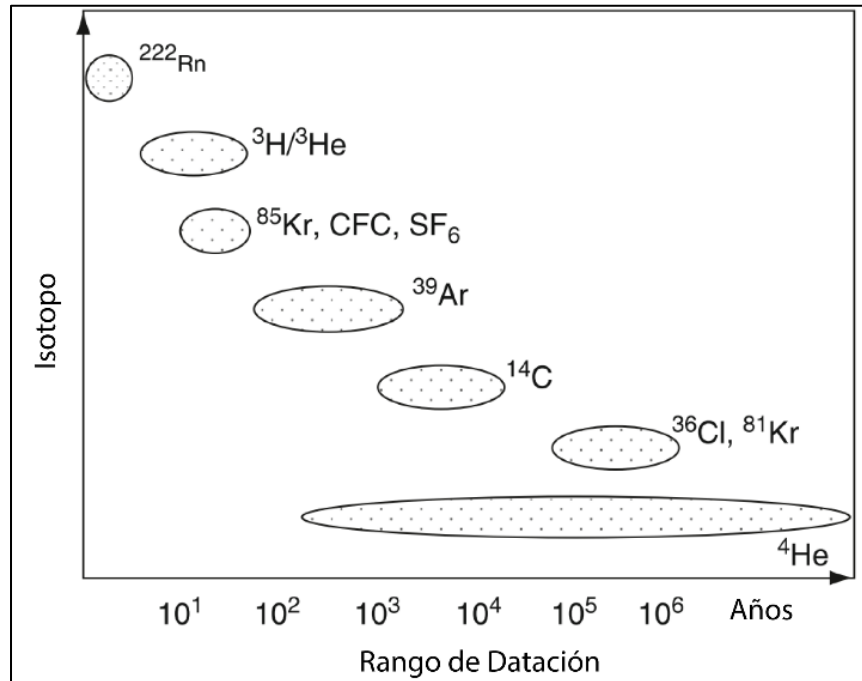


Figura 6-4. Rangos de datación de algunos isótopos utilizados. Modificado de Aggarwal et al. (2005).

Para el caso de estimar la recarga, uno de los isótopos más utilizados en agua subterránea es el Tritio (^3H), producido en la parte superior de la atmósfera que ingresa en el ciclo hidrogeológico por medio de las precipitaciones. El Tritio se infiltra en el subsuelo a medida que el agua lo hace, por lo que es muy útil para estimar la recarga. Pero hay que tener cuidado ya que este isótopo fue producido artificialmente al probar armas nucleares a mediados de la década de los 60's. Dependiendo de las unidades Tritio observadas en muestras de agua, el agua puede ser cualitativamente fechada entre el periodo anterior a las pruebas con las bombas (antes de 1960), posterior a las pruebas con las bombas (desde 1960 a 2005) o una mezcla de ambos. Hay dos métodos para calcular la recarga de agua subterránea mediante el uso de tritio:

1. Método de tritio ambiental: La recarga se calcula en función de las precipitaciones y la humedad del suelo desde la superficie hasta la profundidad donde se alcance el peak de 1963 de Tritio.
2. Método de tritio inyectado: En este método se estima la recarga mediante el monitoreo vertical del movimiento del Tritio inyectado y se ha usado bastante en acuíferos fracturados en India (Rangarajan & Athavale, 2000). Este método se basa en la suposición de que el agua del suelo en la zona no saturada se mueve hacia abajo en capas discretas. Cualquier agua dulce añadida cerca de la superficie del suelo debido a la precipitación o el riego se moverá hacia abajo empujando el agua más vieja hacia abajo y esto a su vez empujará el agua más vieja aún más abajo, por lo que, en última instancia, el agua de la zona no saturada se agrega al depósito de agua subterránea. Este mecanismo de flujo se conoce como modelo de flujo de pistón. Por lo tanto, si se inyecta tritio a cualquier nivel en particular, el movimiento vertical de

esta capa marcada se puede monitorear midiendo la concentración de este isótopo a diferentes profundidades.

Otro isótopo utilizado para estimar la recarga es el ^{14}C , que ha sido muy utilizado en el Sur de África (Sibanda et al., 2009), pero el Tritio tiene la ventaja de que los procesos químicos del agua subterránea no afectan su concentración, pero su vida media es comparativamente corta y permite datar no más de 50 años aproximadamente. Algunos de otros de los isótopos más utilizados y sus aplicaciones en estudios hidrogeológicos se presenta en la Tabla 6-1. Ejemplos de algunos isótopos usados para estudios hidrogeológicos. Tomado de (Singhal & Gupta, 2010)

Tabla 6-1. Ejemplos de algunos isótopos usados para estudios hidrogeológicos. Tomado de (Singhal & Gupta, 2010)

Isótopo	Vida Media [años]	Aplicaciones en hidrogeología
^2H	Estable	Elevación del sitio de recarga, procesos de evaporación
^3H	12,3	Presencia de agua y dataciones de menores de 40 años
^{14}C	5730	Tiempo de residencia del agua entre 500-50.000 años
^{18}O	Estable	Interpretación del paleoclima durante la recarga
^{34}S	Estable	Trazador natural
^{37}Cl	Estable	Trazador natural
^{87}Sr	Estable	Trazador
^{129}I	$1,7 \times 10^7$	Origen del agua con un rango muy grande de edades
^{222}Rn	3,8 días	Presencia de agua subterránea en la superficie

6.3 Instalación de recolectores de lluvia

Como se ha mencionado, las precipitaciones juegan un rol muy importante en el balance hídrico. Una manera de caracterizarlas es mediante el muestro a través de recolectores de lluvia, una técnica que permite capturar las precipitaciones de agua caída en una zona. Estas muestras se pueden caracterizar hidroquímicamente, pero lo más utilizado es su caracterización isotópica. Los estudios de isótopos estables de las precipitaciones han sido utilizados como trazadores naturales aprovechando los diferentes procesos que le ocurren al vapor de agua atmosférico para producir precipitaciones (Liotta et al., 2013; Mook, 2002).

El agua meteórica se origina por la descarga de nubes en forma de lluvia o nieve al interior de los continentes y cerca del 90% de la precipitación pluvial se origina sobre los océanos y tan solo un 10 % se moviliza en masas de aire al interior de los continentes (Sharp, 2017). El fraccionamiento isotópico controla la composición isotópica de una masa dada principalmente en la fase de vapor remanente que queda en dicha masa de aire (Sharp, 2017) y se inicia con la evaporación de agua en el océano de modo que el agua incorpora isótopos más ligeros de oxígeno e hidrógeno (^1H y ^{16}O). Por el contrario, las moléculas de agua constituidas por átomos más pesados de oxígeno e hidrógeno (^2H y ^{18}O) se fraccionan principalmente hacia la fase líquida. Existen diversos factores de fraccionamiento isotópico que controlan las variaciones en la concentración de isótopos estables de O y H en el agua meteórica, como la temperatura o la latitud, pero en las zonas montañosas, relevantes en el estudio de rocas facturadas en Chile, los factores más importantes que afectan la composición isotópica son la altitud y la estacionalidad, como se muestra en la Figura 6-5.

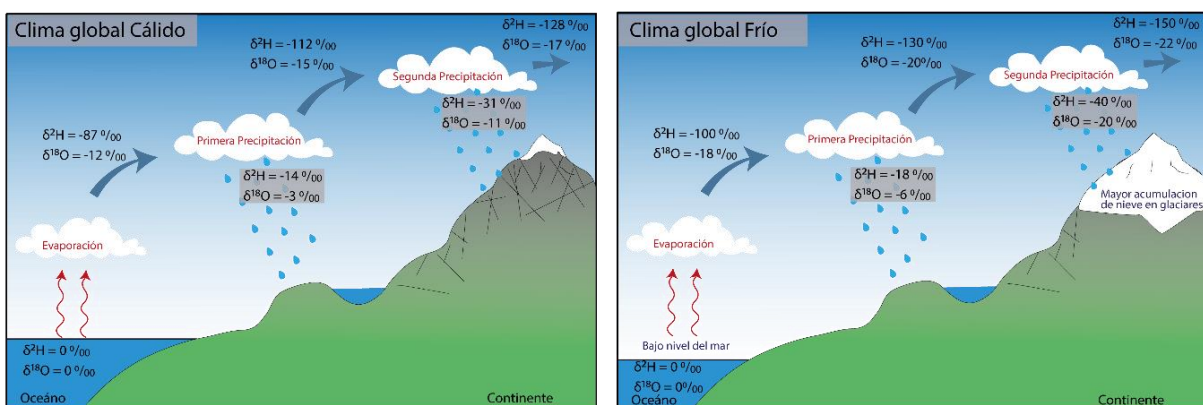


Figura 6-5. Efecto de la altitud y estacionalidad en el fraccionamiento isotópico en las precipitaciones. Elaboración propia.

En primer lugar, el efecto de la altitud se refiere a la relación entre el contenido isotópico y la elevación. Este efecto se genera por la “estratificación” térmica del aire por la advección atmosférica. A medida que las masas de aire ascienden por las laderas de las altas montaña, se genera una expansión adiabática en el aire, enfriándolo, por lo que aumenta la condensación de vapor y en consecuencia se produce la precipitación. El levantamiento de aire genera un proceso de enfriamiento de Rayleigh (Gat, 1996) que fracciona el contenido isotópico de la lluvia a medida que la parcela de aire asciende por las laderas de la montaña. Las moléculas de agua constituidas por los isótopos ligeros de O y H permanecerán preferentemente en la fase vapor respecto a la fase líquida que precipita a partir de ella. Como

resultado, el contenido de isótopos pesados de hidrógeno y oxígeno de la precipitación disminuye con el aumento de la elevación y el agua se vuelve isotópicamente más ligera. Esta tasa de caída isotópica con la elevación no es estacionaria y puede ser afectada por las variaciones estacionales de temperatura, ya que el efecto de la altitud es impulsado por la temperatura (Kern et al., 2014; Mook, 2002). Esto se debe a que la condensación se produce a partir de la disminución de esta con el aumento de la altitud.

Una vez caracterizada localmente la línea de agua isotópica altitudinal, los valores pueden utilizarse para identificar las áreas de recarga de un acuífero y su conexión hidrogeológica con los manantiales de descarga si existe una zona de recarga bien definida (Liotta et al., 2013; Taucare et al., 2020a; Vallejos et al., 2015). En caso contrario, cuando la recarga se distribuye en un amplio rango de altitudes, se produce un “efecto pendiente” (Custodio & Jódar, 2016), donde la variación del contenido isotópico con la altitud no es lineal, debido a que el agua subterránea sería una mezcla de agua proveniente de las áreas de recarga aguas arriba e infiltración local.

El efecto de estacionalidad se refiere a las oscilaciones periódicas de la composición isotópica de la precipitación generada por los cambios estacionales de temperatura. El contenido isotópico estacional en la precipitación se infiltra como una señal trazadora, pero esta señal se amortigua a medida que se propaga por el sistema hidrogeológico. Esta diferencia entre la señal del trazador de entrada y salida, permite estimar el tiempo de tránsito del sistema y su distribución, que describe parte del comportamiento del sistema hidrogeológico (Niinikoski et al., 2016).

Entonces, es posible estudiar cómo se propaga el contenido isotópico en un sistema hidrogeológico en función de la elevación y tiempos de tránsito, con el fin de estimar la ubicación y elevación de la zona de recarga y los tiempos de interacción del agua en el sistema. Estos estudios se han aplicado en diferentes partes del mundo (Gerner, 2013; Jódar et al., 2018, 2016; Liotta et al., 2013; Vallejos et al., 2015) y en Chile (Aravena, 1996; Taucare et al., 2020a; Uribe et al., 2015).

6.4 Ensayos de infiltración

La infiltración es el proceso mediante el cual el agua penetra desde la superficie hacia el subsuelo. Esta puede proporcionarle humedad al suelo al estar cerca de la superficie, o pasar a formar parte de las reservas subterráneas, cuando alcanza la zona saturada. La capacidad de infiltración es una característica del suelo y se define como la cantidad máxima de agua que puede absorber en determinadas condiciones. Los factores que afectan la capacidad de infiltración son varios, como la topografía (pendiente, geomorfologías, etc.), los usos del suelo, y las características propias del suelo como la textura, estructura, humedad, cobertura vegetal, etc. La unidad en que comúnmente se expresa la infiltración es mm/hora o mm/día.

Dentro de los métodos para medir la infiltración, se encuentran los métodos indirectos y directos. En los métodos indirectos se determina la capacidad de infiltración considerando los datos de estaciones meteorológicas de precipitación, evaporación y escorrentía en una cuenca. Por otro lado, la medición directa se puede realizar con el emplazamiento de infiltrómetros. El instrumento de mayor difusión es el infiltrómetro tipo inundador, que consiste en dos anillos concéntricos de diferente diámetro que se insertan en el suelo; Se agrega agua en el cilindro interior hasta una altura predeterminada, de manera que, manteniendo dicha cota, se pueda determinar el caudal requerido para lograr la estabilización. Este mecanismo entrega buenos resultados cuando se desea estudiar el fenómeno desde la base de cuerpos de agua tales como embalses, tranques de relave y otros. En estos mecanismos la capacidad de infiltración se obtiene haciendo el cociente entre cantidad de agua infiltrada y el intervalo de tiempo ($f = \text{Variación altura} / \text{Variación de tiempo}$).

Los conceptos actuales de la infiltración se han desarrollado originalmente para describir el proceso de entrada de agua en el suelo y estos indican que la infiltración comienza a una tasa alta y disminuye gradualmente, acercándose asintóticamente a una tasa de infiltración de estado estable (Elrick et al., 1995), como se observa en la Figura 6-6. Esta disminución podría ser causada por el deterioro del suelo como por ejemplo el colapso o expansión de minerales arcillosos. Sin embargo, la principal causa de la disminución de la tasa de infiltración es el debilitamiento del gradiente de potencial matricial (Salve et al., 2008). En un inicio este gradiente es alto por la diferencia de potencial entre el suelo superficial saturado y el subsuelo seco en una distancia corta. Pero con el tiempo, a medida que se profundiza el frente húmedo, la misma diferencia de potencial actúa a través de un perfil de suelo más grueso, lo que da como resultado un gradiente de potencial que disminuye con el tiempo. Cuando la superficie embalsada es muy grande y el suelo es homogéneo, la tasa de infiltración en estado estacionario es equivalente a la conductividad hidráulica saturada (Figura 6-6).

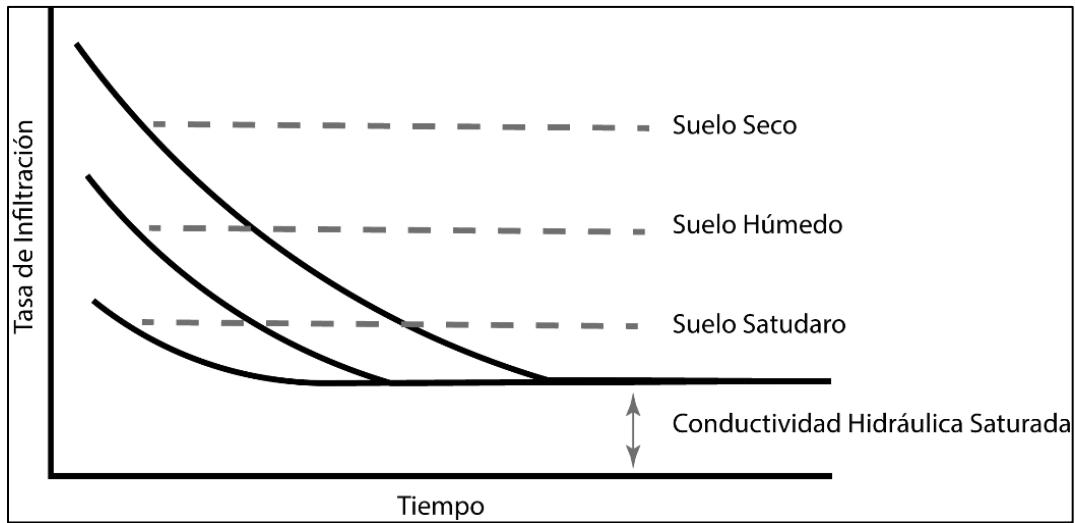


Figura 6-6. Tasa de infiltración en el tiempo en suelos. Se muestra que, a menor humedad del suelo, la infiltración inicial será mayor y más rápida. Elaboración propia.

Los estudios de infiltración en macizos rocosos fracturados, a diferencia de los suelos, son muy limitados en número y en alcance y existe una brecha significativa en el conocimiento del proceso de infiltración en rocas fracturadas, particularmente en escalas de tiempo prolongadas (Salve et al., 2008). Mientras en un estudio realizado en rocas volcánicas fracturadas de Colorado, Estados Unidos, indica que el patrón de infiltración promedio a corto plazo es similar a lo que se espera en los suelos (Unger et al., 2004), otros estudios de infiltración realizados en una fractura expuesta en rocas calcáreas del desierto de Negev, Israel, indican que el comportamiento de la infiltración es muy errático y está lejos de la disminución gradual prevista por los modelos de infiltración del suelo (Dahan et al., 2000). Así mismo, Salve (2005), revela en un estudio realizado en las rocas fracturadas de Yucca Mountain, Nevada, que los ensayos de infiltración muestran patrones peculiares que no se ajustan a los modelos de infiltración actuales, desarrollados originalmente para suelos durante un período breve. En un artículo posterior (Salve et al., 2008), se proporciona un modelo conceptual que describe parcialmente los patrones de infiltración observados en la roca fracturada. Por eso, se mencionarán los principales resultados de este estudio.

En este estudio de (Salve, 2005, 2008) se realizan las mediciones en la tasa de infiltración en rocas fracturadas mediante el uso de grillas, como en la Figura 6-7 (a y b), donde en los sectores del 1-12 se pueden apreciar las fracturas expuestas. En este estudio se observa un comportamiento distintivo a los ensayos y modelos en suelos, ya que se tiene un aumento repentino en las tasas de infiltración unas pocas semanas después de que comenzaron las pruebas (Figura 6-7 (c)). Esto puede explicarse por un aumento de la permeabilidad de las fracturas durante la infiltración lo que es contrario a lo que ocurre típicamente durante la infiltración en los suelos. Las posibles causas de dicho aumento incluyen la hinchazón de los rellenos de arcilla y la erosión de los escombros de relleno sueltos. Por otro lado, se observa la fuerte correlación lineal entre la tasa de infiltración y la densidad de fracturas (Figura 6-7 (d)).

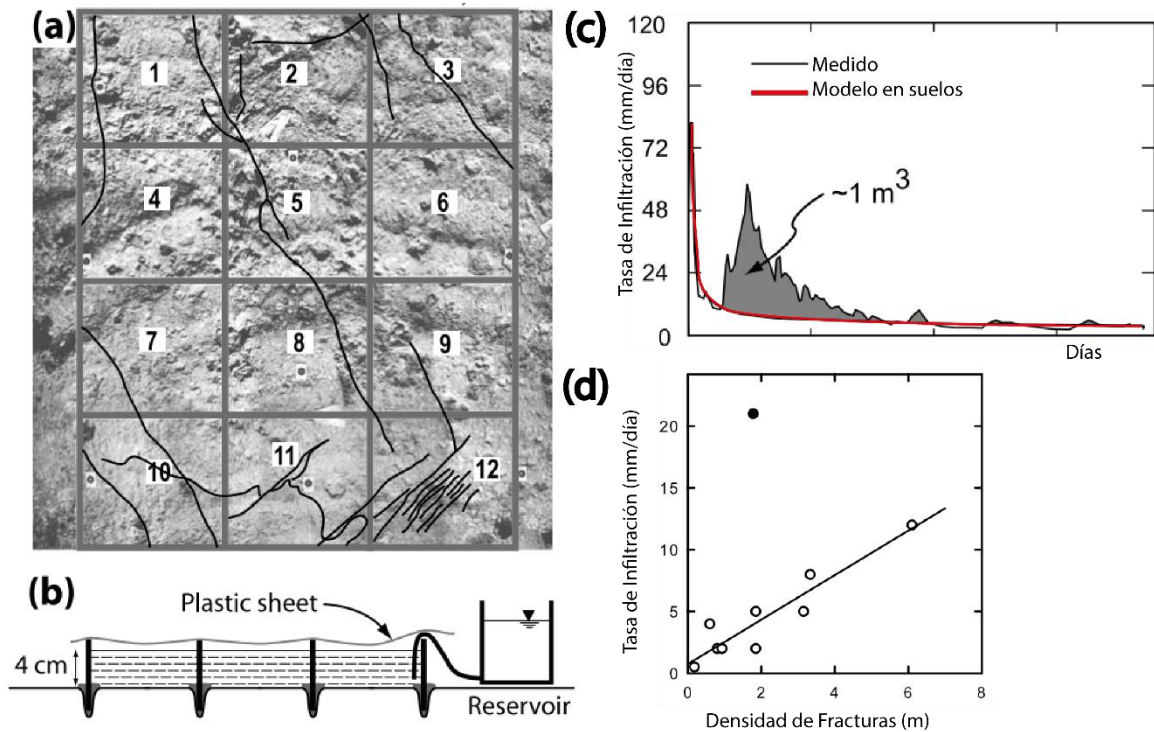


Figura 6-7. Ensayo de infiltración en roca fracturada por Salve (2005). a) Grilla de mediciones con las fracturas expuestas, b) Sección del mecanismo del ensayo, c) Comparación entre los modelos de infiltración en suelo y los medidos en una sección del macizo fracturado, d) Correlación entre la infiltración y la densidad de fracturas.

En este estudio se destaca que la infiltración en roca fracturada puede ocurrir durante períodos de semanas a meses en cuencas hidrográficas ubicadas en regímenes climáticos semiáridos. En tales ambientes, donde un manto de suelo cubre la roca subyacente, la precipitación que se origina como lluvia o nieve satura el suelo superficial antes de que comience la infiltración en el lecho rocoso. Este último proceso puede llevar varias semanas o meses.

Además, la permeabilidad de las rocas fracturadas está fuertemente controlada por la densidad y apertura de las fracturas. Mientras que la densidad no debería mostrar grandes cambios en los ensayos de infiltración, si puede modificarse la apertura al hincharse minerales arcillosos. Por otro lado, la porción de fracturas disponibles para el flujo de agua de infiltración puede disminuir significativamente si las fracturas están parcialmente obstruidas por materiales de relleno. Sin embargo, la erosión de estos rellenos durante la infiltración también podría ser responsable del aumento gradual de la porción de fractura disponible para la infiltración, hipótesis entregada también por Dahan et al. (2000). Ambas hipótesis explican el aumento repentino en la tasa de infiltración.

Finalmente, las tasas de infiltración en las fracturas se caracterizan por una fuerte variabilidad espacial. Esta variabilidad puede explicarse por los patrones espaciales y heterogéneos y las propiedades de las fracturas. Por esto, se necesitan estudios sistemáticos que tengan en cuenta la distribución espacial de cada una, sus propiedades, relleno y su naturaleza de dilatación/contracción, además de las estructuras del subsuelo (como cavidades, por ejemplo).

Capítulo 7: Exploración geofísica

Continuando con la exploración desde superficie, una de las técnicas más convencionales y directas para caracterizar o monitorear las propiedades hidrogeológicas que controlan el flujo y el transporte generalmente, corresponde a la geofísica aplicada. Esta tiene la ventaja respecto a otros métodos convencionales directos debido a que no son invasivos, no alteran el régimen de flujo de agua y pueden predecir la distribución de parámetros de manera más realista y a mayor escala.

La geofísica aplicada corresponde a estudios que ayudan a revelar la presencia o ausencia de cuerpos y estructuras en el subsuelo, detectadas por las propiedades físicas del medio. Estos cuerpos pueden corresponder a yacimientos, contactos, hasta cuerpos de agua, siendo una herramienta muy útil para conocer las condiciones hidrogeológicas del subsuelo y las características de un acuífero. Dependiendo de la escala de las operaciones, los estudios geofísicos pueden ayudar a delinear las características hidrogeológicas regionales o incluso se ha demostrado que pueden proporcionar una base de datos para decisiones hidrogeológicas como la ubicación de pozos.

Estas técnicas de investigación deben seguir la cronología de estudios que se ha llevado hasta ahora, pues la interpretación confiable de los datos de un levantamiento geofísico debe tener en cuenta el conocimiento previo de la geología del área, revisado y desarrollado en los párrafos anteriores. Por lo tanto, es esencial que estos estudios no se realicen de forma aislada, si no que estén integrados con los datos geológicos, hidrogeológicos, estructurales y geoquímicos del subsuelo. Esto podría permitir que la interpretación de los datos geofísicos se extrapole a áreas similares.

Varias propiedades petrofísicas de los materiales utilizadas para la exploración geofísica incluyen la susceptibilidad magnética, densidad, resistividad eléctrica, etc. utilizadas y medidas por los diferentes métodos para delinear los cambios de estas propiedades en perfiles del subsuelo. En este Párrafo se mencionarán las técnicas más utilizadas en la investigación de acuíferos en roca fracturada que corresponden al magnetismo, gravedad, tomografías de resistividad eléctrica, transiente electromagnético y la sísmica.

7.1 Magnetismo

La magnetometría se encuentra entre las técnicas geofísicas más rentables para la cartografía geológica y tiene la capacidad de proporcionar una información indirecta sobre las estructuras favorables para la presencia de agua subterránea. Se basa en el hecho de que el campo magnético de la Tierra es impuesto a anomalías magnéticas en rocas con magnetismo, que adquieren en el momento de su formación. De acuerdo a su comportamiento al ser sometidos a un campo externo, como el de la Tierra, se distinguen 3 tipos de materiales (Figura 7-1): diamagnéticos, como el cuarzo y la calcita, que tienen susceptibilidades magnéticas (grado de sensibilidad a la magnetización) negativas, lo que significa que la imantación inducida en ellos está orientada en sentido opuesta con respecto al campo externo aplicado; materiales paramagnéticos, como feldespatos, granates y micas, que son ligeramente magnéticos, caracterizados por susceptibilidades magnéticas pequeñas positivas; y finalmente los ferromagnéticos, que tienen susceptibilidades magnéticas positivas y relativamente altas, como la magnetita. Estos estudios tienen el alcance de detectar las anomalías magnéticas de acuerdo con las variaciones en estas propiedades físicas de las rocas, además de su imantación remanente. La temperatura de Curie es aquella en la que un material ferromagnético pierde su magnetización, por lo que se pueden hallar anomalías hasta máximo 30-40 km de profundidad.

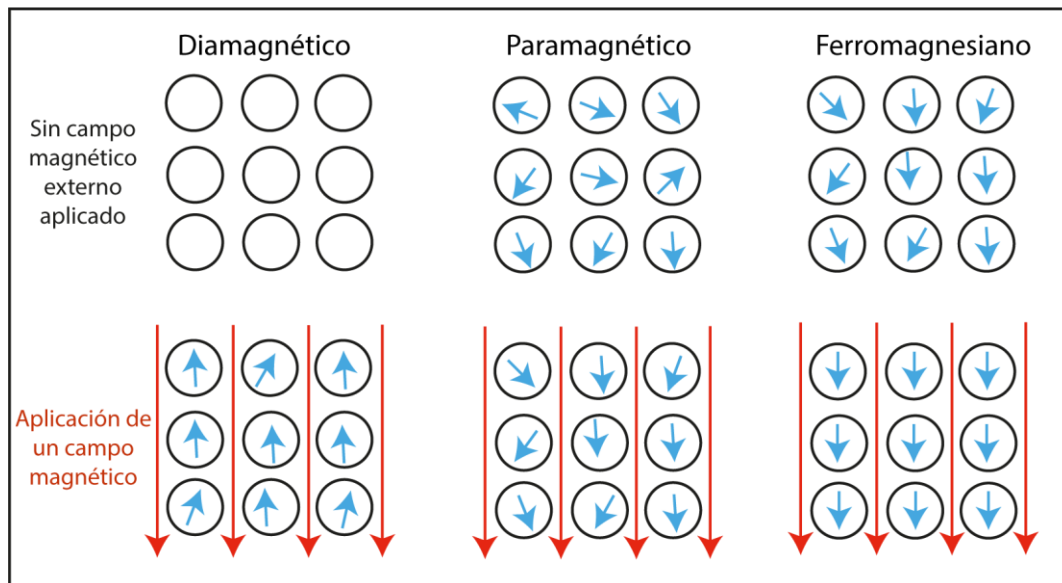


Figura 7-1. Tipos de materiales de acuerdo con su comportamiento al ser sometidos a un campo magnético externo.
Elaboración propia.

El instrumento utilizado para estas medidas es el magnetómetro, medidas en las cuales se pueden observar cambios en los campos magnéticos en la superficie de la Tierra, lo que podría estar relacionado con cambios laterales en la densidad y susceptibilidad magnética del material en profundidad. Los levantamientos magnéticos se pueden realizar desde plataformas espaciales, aéreas y terrestres. De hecho, el levantamiento magnético aéreo a baja altitud es una técnica ampliamente utilizada en exploración.

Los levantamientos magnéticos pueden dar una idea de las principales características geológico-estructurales. Algunos ejemplos de esto:

- Efectividad delimitando diques máficos, por las propiedades ferromagnesianas; vetas de cuarzo y pegmatitas, debido a las propiedades diamagnéticas del cuarzo.
- En el caso de pliegues, los anticlinales producirían anomalías positivas y sinclinales negativas, por la geometría de estos cuerpos.
- Dado que las rocas del basamento son más magnéticas en comparación con los sedimentos suprayacentes, la tendencia de los contornos magnéticos está relacionada en gran medida con las tendencias estructurales en el basamento.
- El modelado de datos magnéticos puede aportar información muy útil sobre la estructura, orientación, buzamiento de fallas, contactos, etc.

Usualmente, la metodología para esta técnica se inicia con la magnetometría aérea. En esta se pueden aplicar diferentes filtros para la manipulación de datos y así facilitar el reconocimiento de zonas de fracturas, fallas y/o contactos litológicos, que son de gran importancia para estimar la ubicación favorable de la presencia de agua. Con el análisis de las configuraciones magnéticas de cada uno de los filtros que se apliquen, se está en condiciones de interpretar la ubicación de zonas de permeabilidad superficial y a profundidad (Henkel & Guzmán, 1977). Luego de analizada la información aeromagnética, se puede realizar un levantamiento de magnetometría terrestre en zonas que se hayan reconocido fallas, fracturas o contactos, a lo que usualmente se le conoce como Verificación de Anomalías (López-Loera, 2014).

El análisis de la información se fundamenta en que, si se tiene una roca con respuesta magnética y no se encuentra fracturada, esta generará una respuesta magnética caracterizada por tener una anomalía representada por un alto y un bajo magnético. Si esta es fracturada en dos partes, se generarían dos anomalías, que tendrán dos altos y dos bajos en una secuencia, alto-bajo-alto-bajo magnéticos, y así sucesivamente. Por lo tanto, si se tiene una zona ligeramente fracturada o fallada, se tendrá una respuesta magnética con altos y bajos secuenciados, con frecuencias medias, y a medida que este fracturamiento aumenta, las frecuencias irán en aumento (Lopez-Loera et al., 2010).

Algunos ejemplos de utilización de magnetometría en aplicaciones hidrogeológicas son: Lopez-Loera et al. (2010) utilizan estudios detallados de anomalías magnéticas en el occidente de México para investigar la estructura del subsuelo y las fallas y/o fracturas en los terrenos volcánicos formados por la actividad en el Complejo Volcánico de Colima. Otro ejemplo Rodriguez (2017), en el que utiliza métodos geofísicos de superficie: magnetometría, sísmica de refracción y tomografía eléctrica, así como técnicas geomáticas sobre modelos de elevación e imágenes satelitales, para una evaluación hidrogeológica en un sector de rocas ígneas fracturadas en Uruguay. O Pérez-Corona et al. (2017) en el Golfo de México, que a partir de la integración y procesamiento de conjuntos de datos potenciales (magnetometría y gravimetría), interpretaron lineamientos geofísico-estructurales. En conjunto a los análisis piezométricos, muestran la existencia de diversos acuíferos cuyo almacenamiento y circulación se da a través de material aluvial, fallas y/o fracturas en rocas volcánicas y/o rocas sedimentarias.

7.2 Gravedad

Entre los métodos geofísicos más utilizados y mejor estudiados se encuentra la gravimetría. Se basa en la medida de las variaciones de la aceleración de gravedad que se deben a las diferencias en la densidad del suelo por la distribución de las rocas en él. Las variaciones son tan pequeñas que es necesario el uso de instrumentos de registro de alta precisión capaces de mapear las variaciones del campo, punto a punto sobre la superficie terrestre, instrumentos llamados gravímetros. En este método de prospección se analizan los campos gravitacionales producidos por los diferentes materiales de la Tierra, que al ser comparadas con la gravedad normal y después de aplicar las correcciones necesarias (mareas, deriva del instrumento, latitud, altura, etc.), dan lugar a anomalías gravimétricas. Una correcta interpretación de las anomalías puede servir para detectar variaciones verticales y laterales de la densidad de las rocas, que puedan definir el comportamiento del subsuelo.

El método gravimétrico es sensible a variaciones de masa en el subsuelo y está directamente relacionado tanto con su magnitud total como con su distribución espacial. Si se considera que el agua subterránea es la masa en estudio, la adición y extracción de estas, y su movilización da lugar a una variación en la distribución de masa en el subsuelo, lo que puede ser percibido con métodos gravimétricos. Estudios de gravedad se han utilizado en acuíferos subterráneos para la estimación de parámetros y propiedades hidrogeológicas, principalmente la cuantificación de la dinámica del almacenamiento total de agua (Creutzfeldt et al., 2010, 2012; González Quirós, 2016). Con esto, se ha demostrado que los datos de gravedad temporal pueden mejorar los estudios de balance hídrico.

Ahora, respecto a los acuíferos en roca fracturada, la gravimetría tiene un aporte en la entrega de información indirecta de las estructuras en el subsuelo. Algunos ejemplos de esto son:

- Efectividad localizando planos de fallas, ya que se caracterizan por un fuerte gradiente de gravedad.
- Una anomalía de gravedad alta implica rocas más densas más cercanas a la superficie del suelo como, por ejemplo, el caso de una intrusión básica.
- Los materiales de menor densidad, junto con las cavidades, producen anomalías negativas.
- Útil para la identificación de contactos litológicos y estratificaciones debido a que las diferencias de densidad en las litologías producen diferentes anomalías gravitatorias.

7.3 Tomografía de resistividad eléctrica (ERT)

La resistividad se define como la resistencia a la conducción eléctrica ofrecida por una unidad de volumen de roca y es una característica intrínseca del medio en ese estado. Se basa en el hecho de que la resistividad eléctrica de una formación geológica depende del material, así como de la porosidad aparente, el grado de saturación y el tipo de fluido. Las pruebas de resistividad se encuentran dentro de los métodos geofísicos eléctricos, correspondientes a los más populares para la prospección de aguas subterráneas porque a menudo dan una fuerte respuesta a las condiciones del subsuelo y son relativamente rentables (R. Kirsch, 2009).

Con las tomografías de resistividad eléctrica (ERT, *Electrical Resistivity Tomography*), se evalúan las propiedades eléctricas del subsuelo por medio de la inyección de corriente en él. Una corriente continua es inyectada a la tierra por medio de dos electrodos de corriente y la distribución de la diferencia del potencial (voltaje) es medida con otro par de electrodos, esto se realiza continuamente a lo largo de un perfil. Los datos sobre el flujo de corriente y la caída de potencial se convierten en valores de resistividad. En el caso de una tierra no homogénea, la resistividad medida se ve influenciada por la diferencia en los materiales y, por lo tanto, los valores de resistividad de campo son aparentes. La profundidad de la investigación para una medición dada, es una función de la distancia entre electrodos, así como el contraste de resistividad del subsuelo; a medida que aumenta la distancia entre electrodos, los datos son cada vez más sensibles a las estructuras más profundas (Hubbard & Linde, 2011) (Figura 7-2).

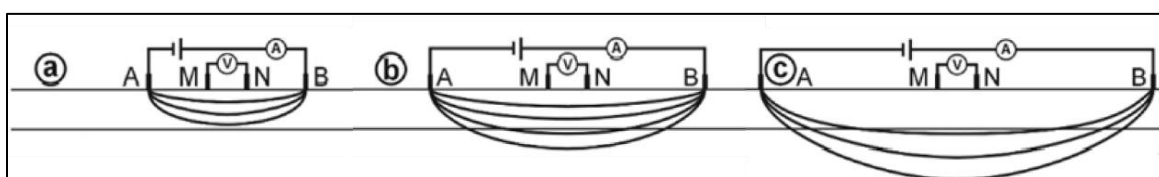


Figura 7-2. Mediciones de resistividad aparente con mayor espaciado de electrodos de corriente que conducen a mayores profundidades de penetración de la corriente inyectada. Los electrodos de inyección son el par A-B y los electrodos de medición de voltaje son el par M-N. Tomado de (Kirsch, 2009).

Este método se usa comúnmente para el reconocimiento, después de lo cual se realiza un estudio detallado en el área objetivo-seleccionada a través de otros métodos eléctricos. En medios fracturados sirven para delinear anomalías de resistividad cercanas a la superficie que pueden estar causadas por fracturas o cavidades. Y como se mencionó anteriormente, la resistividad de la formación está influenciada principalmente por la porosidad (primaria y secundaria), el grado de saturación y el tipo de fluido. Por lo tanto, varía con el grado de meteorización y las fluctuaciones estacionales en la salinidad del agua. En un área, los valores de resistividad bajos pueden corresponder a arcillas, rocas muy fracturadas o arena salina. Por otro lado, los valores altos de resistividad pueden corresponder a rocas compactas (de baja porosidad), arenas con agua o una zona libre de arcillas.

En la mencionada zona de estudio en Chile Central en la Cuenca del Aconcagua, Figueroa et al. (2021), realizaron una exploración geofísica de tomografías de resistividad eléctrica combinado con mediciones gravimétricas para establecer la geometría y las condiciones de contorno que controlan las rutas de flujo de agua subterránea en el Frente Andino Occidental,

obteniendo los resultados de la Figura 7-3. La gravimetría fue utilizada para delimitar el contacto entre el basamento y los depósitos aluviales sobreyacentes, mediante el contraste de densidad entre los dos dominios. Mientras que las tomografías de resistividad eléctrica fueron utilizadas para caracterizar la configuración hidrogeología, identificando diferentes dominios geoelectricos, tales como relleno aluvial, zonas de infiltración y núcleos de falla rellenos de arcilla.

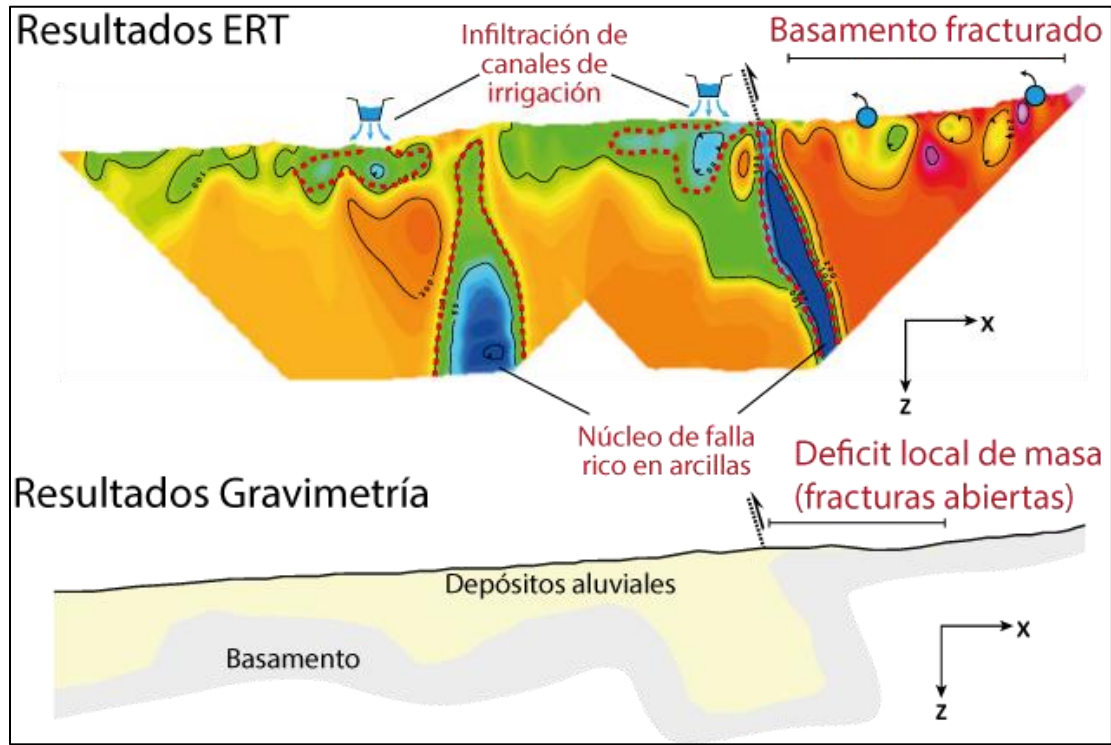


Figura 7-3. Resultados de la exploración geofísica de mediante gravimetría y ERT en la cuenca del Aconcagua. Tomado de Figueroa et al. (2021).

7.4 Transiente electromagnético (TEM)

Las mediciones electromagnéticas son divididas en dos categorías: los métodos en el dominio de la frecuencia y los métodos en el dominio del tiempo. En el caso del dominio de la frecuencia, la corriente varía sinusoidalmente con el tiempo en una frecuencia fija que es seleccionada, la cual se relaciona con la profundidad que se quiera alcanzar. El otro método trabaja en el dominio del tiempo, es decir, la corriente en el transmisor se mantiene periódica. El Método de Transiente Electromagnético (*Transient Electromagnetic Method*, TEM) también puede ser llamada como Método Electromagnético en el Dominio del Tiempo (*Time Domain Electromagnetic*, TDEM), y es uno de los tantos métodos utilizados en Geofísica Aplicada con un desarrollo relativamente nuevo en comparación con los métodos mencionados anteriormente, pero tiene la ventaja en la penetración de zonas extensas con rocas de resistividad relativamente baja (B. Blanco, 2016).

El método TEM es usado principalmente para determinar cambios en la resistividad del subsuelo, especialmente orientado a estratificación horizontal o sub-horizontal. Utiliza el principio de inducción de un campo electromagnético para medir las propiedades eléctricas del subsuelo. Al igual que todos los métodos electromagnéticos, se basa en el hecho de que el campo magnético primario que varía en el tiempo induce una corriente eléctrica en el conductor de tierra circundante y genera un campo magnético secundario asociado. La información sobre la geología del subsuelo, es decir, la conductividad de las estructuras y su distribución está contenida en el campo secundario (R. Kirsch, 2009).

La medición de TEM se lleva a cabo utilizando una o dos bobinas, una transmisora y otra receptora, que son puestas en contacto con el suelo. Una corriente eléctrica pasa a través de la bobina transmisora, produciendo un campo magnético primario. Cuando este campo primario atraviesa un medio conductor, este genera en su interior una corriente que a su vez genera un campo magnético secundario, el que es registrado a través de la bobina receptora. Finalmente, esta medición del campo magnético se traduce a resistividad para su correcta interpretación hidrogeológica.

Lo anterior se representa en la Figura 7-4, donde: En a) se muestra la corriente en el transmisor al hacerla circular que luego se corta abruptamente; en esta parte se modela intensidad y se produce atenuación donde el tiempo de apagado es el mismo que el tiempo de encendido. En b) se aprecia la fuerza electromotriz inducida en el suelo producto del corte abrupto de la corriente, estas se propagan y al pasar el tiempo la intensidad de la corriente disminuye lo que genera un campo magnético secundario que disminuye en superficie. Finalmente, en c) se observa cuando la corriente está cortada y se realizan las mediciones en la bobina receptora, el campo magnético secundario varía en el tiempo y las mediciones se agrupan en ventanas de muestreo.

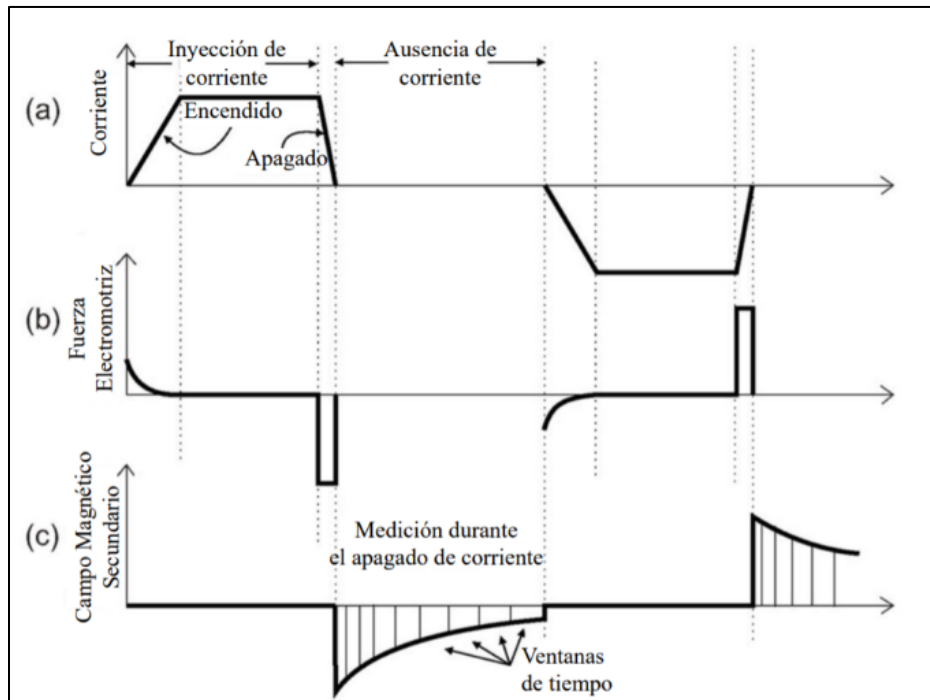


Figura 7-4. Esquema explicativo de las etapas de medición en TEM. (a) Pulso de transmisión, (b) Fuerza Electromotriz y (c) campo magnético secundario. Modificado de ABEM (2015).

En la medición que se adquiere por el receptor, la forma del decaimiento del voltaje contiene información sobre la resistividad eléctrica del subsuelo, debido a la magnitud y distribución de las corrientes inducidas, que dependerán de las prioridades y características del subsuelo, como se muestra en la Figura 7-5.

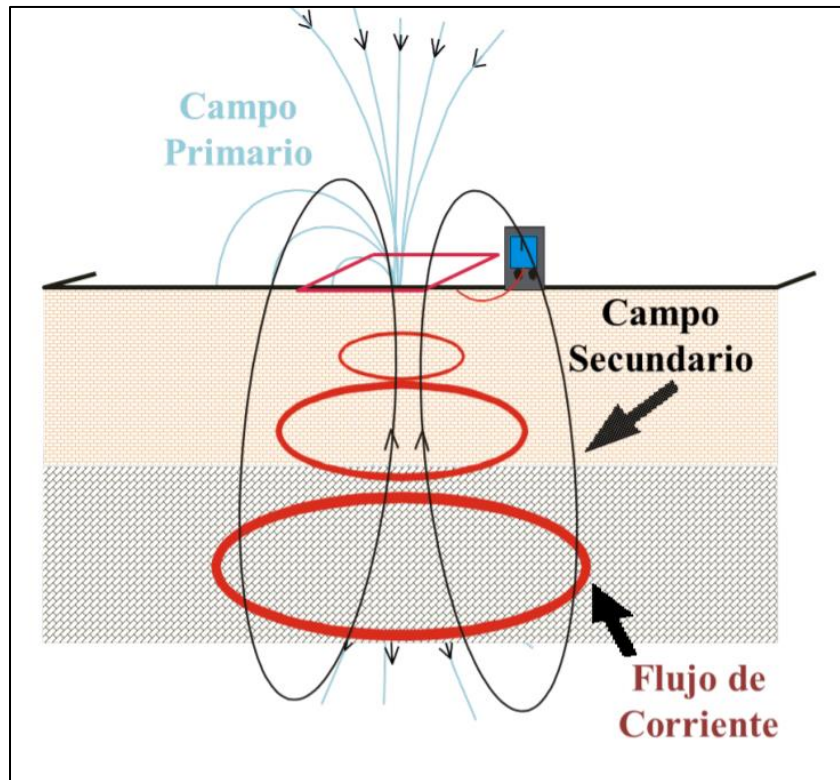


Figura 7-5. Esquema explicativo del transiente electromagnético, describe el flujo de corriente y campos magnéticos que se generan en la aplicación del método TEM. Extraído de Blanco (2016).

El método de transiente electromagnético ha sido utilizado ampliamente para caracterización hidrogeológicas en el mundo (Cummings, 2000; Descloitres et al., 2013; Lubczynski & Roy, 2005, entre otros). En Chile, en un estudio realizado por Viguier et al. (2018) en la Pampa del Tamarugal, al Norte de Chile, se utilizaron estudios TEM para evaluar tanto la distribución espacial de los niveles freáticos como las zonas preferenciales de recarga en esta zona de piedemonte.

7.5 Sísmica

La exploración sísmica se basa en la propagación de ondas elásticas dentro de la tierra. La velocidad de propagación y la amplitud (intensidad de la señal) de estas ondas dependen de las propiedades dinámicas elásticas de los materiales o rocas y de su densidad. En los levantamientos sísmicos, las ondas se generan artificialmente por una explosión o impacto de un martillo en la superficie del suelo. Las ondas elásticas resultantes se registran en orden de llegada a una serie de detectores de vibración llamados geófonos y los datos se interpretan para dar velocidades de onda.

Las ondas sísmicas siguen múltiples caminos desde la fuente hasta el receptor. En la zona cercana a la superficie, las ondas pueden tomar un camino directo, pero, además, las ondas que se mueven hacia el subsuelo pueden reflejarse y refractarse en interfaces de velocidad. La Figura 7-6, muestra los trayectos directo, refractado y reflejado que pueden tomar.

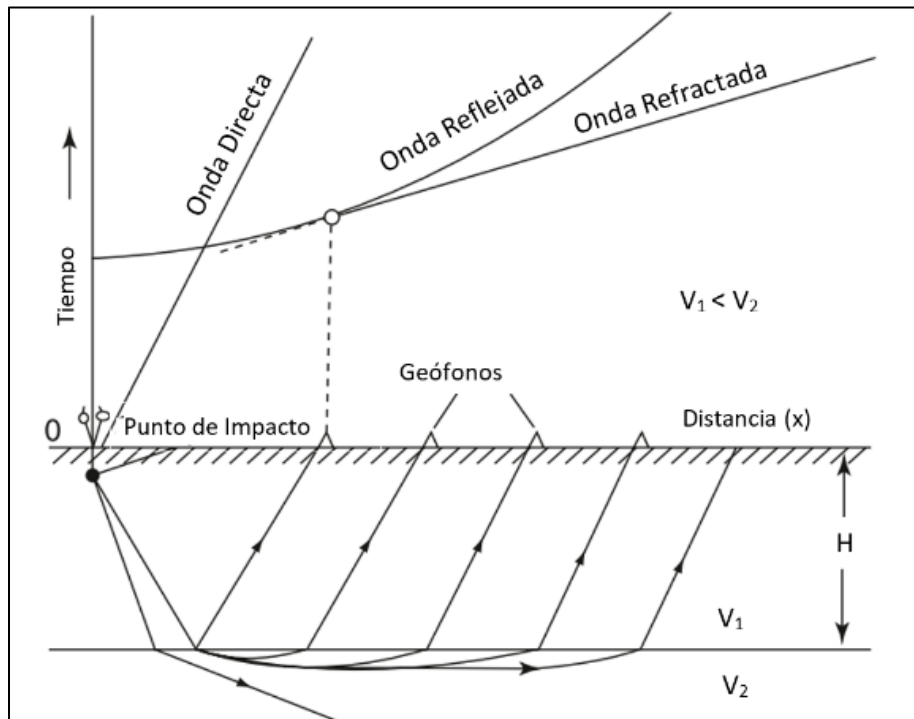


Figura 7-6. Ondas directas, reflejadas y refractadas en un levantamiento sísmico. Tomada de Shingal y Gupta (2010).

Por esto, desde el punto de vista de la interpretación del subsuelo, se puede distinguir entre las investigaciones de refracción y de reflexión sísmica. Los estudios de refracción sísmica se basan principalmente en analizar los tiempos de viaje de las ondas refractadas bajo el ángulo crítico. Se han formulado varios algoritmos para convertir las funciones de tiempo-distancia de viaje observadas en secciones transversales del subsuelo (R. Kirsch, 2009). Estas secciones transversales muestran la estructura de la velocidad sísmica que comprende la profundidad de las interfaces sísmicas y la velocidad dentro de las capas. Por el contrario, el procesamiento digital de datos de reflexión sísmica ofrece la oportunidad de crear imágenes transversales del subsuelo de una manera más directa y son más adecuados para la exploración de estructuras más profundas (Reinhard Kirsch, 2006). El resultado final de estas

mediciones suele ser una sección de reflexión sísmica que muestra la amplitud de la onda reflejada en la coordenada horizontal respecto a la profundidad del punto de reflexión. Los enfoques modernos intentan combinar imágenes de reflexión y tomografía de velocidad basadas en el análisis de refracción, como en el ejemplo de la Figura 7-7.

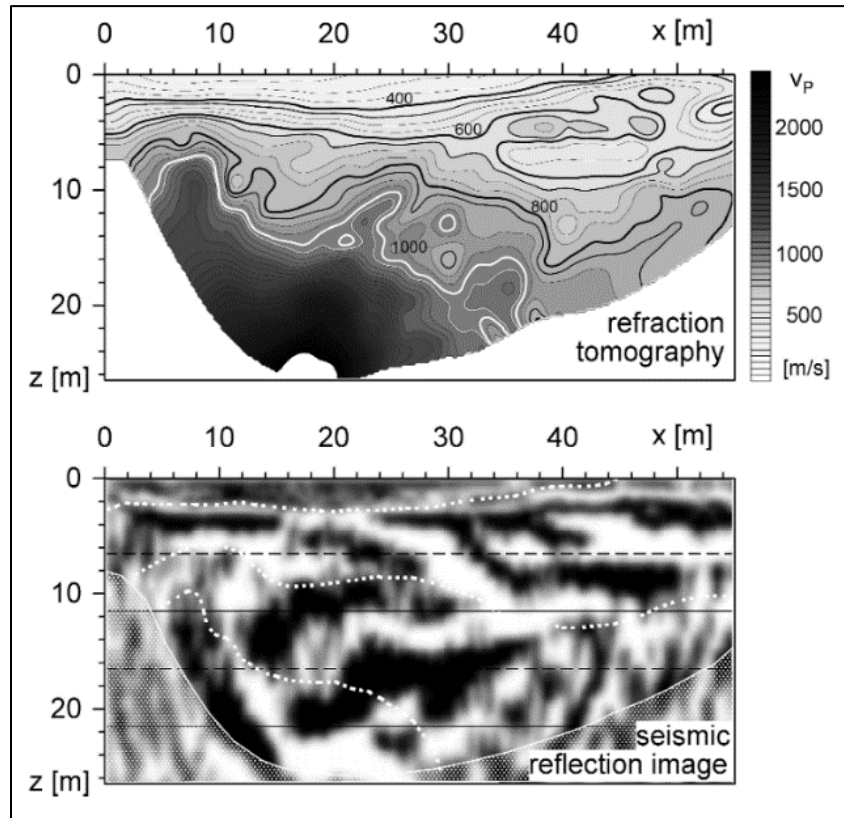


Figura 7-7. Estructura sísmica de la zona de meteorización en un área de roca dura basada en la aplicación de ondas P. (a) Interpretación tomográfica de ondas refractadas; el material no consolidado se indica mediante valores bajos de velocidad de onda P (v_p). (b) Sección de reflexión sísmica que muestra las capas dentro de la zona de vadosa. Los contornos de velocidad para $v_p = 400, 800$ y 1200 m/s se indican mediante líneas discontinuas para comparar (Tomado de Kirsch (2009). Por cortesía de GeoExpert AG, Schwerzenbach, Suiza).

La velocidad de propagación de las ondas P depende en gran medida de la porosidad y la saturación de agua del medio. La velocidad de la onda S está determinada principalmente por la rigidez de la matriz de la roca. En consecuencia, las velocidades de las ondas P y S dependen significativamente de la densidad de fractura de las rocas. Además, factores como la cristalinidad, la cementación o la meteorización también influyen en estas velocidades (Rabbel 2006). Por ejemplo, rocas masivas, compactas, cristalinas y de baja porosidad poseen velocidades de onda sísmica más altas que formaciones no consolidadas (Reinhard Kirsch, 2006). Estos efectos forman la base para la caracterización de fracturas por métodos sísmicos. Por lo tanto, las investigaciones sísmicas pueden contribuir básicamente en diferentes aspectos de las investigaciones hidrogeológicas: Encontrar el nivel freático, determinar el marco estructural y litológico de los estudios hidrogeológicos y para cuantificar la heterogeneidad de los acuíferos. También se pueden investigar la porosidad y la densidad de fractura.

Por otro lado, como la velocidad sísmica está influenciada por la fracturación de las rocas, las velocidades medidas en campo son mucho más bajas que las medidas en muestras intactas en laboratorio para la misma roca. Pero con la relación de estas medidas se puede calcular un parámetro llamado “relación de velocidad”, correspondiente a la velocidad de campo (in situ) sobre y la velocidad de laboratorio (Singhal & Gupta, 2010). A medida que disminuye el número de fracturas, la velocidad de campo tiende a acercarse a la velocidad del laboratorio y se sugiere que si el valor de esta relación es menor a 0.5, indica una condición de roca significativamente fracturada (Singhal & Gupta, 2010).

Capítulo 8: Registro de Pozos

Los mayores beneficios de los métodos geofísicos provienen de su uso temprano en el proceso de caracterización del sitio, ya que generalmente no son destructivos, son menos riesgosos, cubren más área espacial y requieren menos tiempo y costo que el uso de pozos. Por otro lado, se requiere una gran habilidad para interpretar los datos generados por estos métodos, y su naturaleza indirecta crea incertidumbres que solo pueden resolverse mediante el uso de múltiples métodos y la observación directa. En consecuencia, la caracterización preliminar del sitio por métodos geofísicos generalmente será seguida por la observación directa a través de la instalación de pozos, para comenzar una exploración a escala más local. En esta parte exploratoria todos los análisis anteriores en aguas superficiales se pueden realizar también en el agua del subsuelo, como por ejemplo análisis geoquímicos e isotópicos, entre otros.

Dentro de los recursos utilizados a partir de la perforación de un pozo se tiene el mapeo geológico y geotécnico de testigo, para caracterizar la roca en cuanto a su litología, alteración y descripción de las fracturas. Si bien es una herramienta muy útil, tiene limitaciones por ser un volumen pequeño de roca respecto al sistema en su totalidad y podría no ser un volumen representativo. Por estas limitaciones del mapeo geotécnico del sondaje, este es seguido por una serie de técnicas, tales como el uso de televiewer, radar de penetración terrestre (GPR), registro geofísico de pozos y pruebas hidráulicas como pruebas de empacadores y de pozos transversales. Todas estas técnicas serán mencionadas a continuación y se construye el Párrafo 8 a partir de estas.

8.1 Mapeo geológico y geotécnico de testigo

El procedimiento general de las investigaciones de campo con la utilización de pozos comienza con el informe geológico y geotécnico del testigo obtenido en la perforación (Figura 8-1). Con esto se puede hacer una caracterización general de cada sitio de la distribución de fracturas y la permeabilidad correspondiente del macizo rocoso. Este es un procedimiento esencial previo a cualquier registro geofísico o pruebas hidráulicas.



Figura 8-1. Ejemplo de testigo recuperado.

Para la descripción geológica y geotécnica de sondajes, los principales conceptos son:

1. **Porcentaje de recuperación:** Corresponde al largo de la suma de trozos recuperado sobre el largo total del sondaje
2. **Descripción litológica:** Se deben describir aspectos generales de tipo de roca, textura, vetillas y amígdalas y fracturas. Esta descripción debe ir orientada a identificar posibles efectos que tenga la propiedad descrita frente a un agente externo como el agua. Por ejemplo, la existencia de minerales solubles, planos de clivaje, etc.
3. **Grado de meteorización:** Para esta descripción se realiza una estimación del grado de meteorización de acuerdo a lo recomendado por la ISRM (International Society for Rock Mechanics) (1981). Existen 6 clasificaciones del grado de meteorización que van desde el I, como roca frasca, a VI, como suelo residual.
4. **Resistencia:** Corresponde al esfuerzo que soporta una roca a determinadas deformaciones. Normalmente se realiza la medición con un martillo, rayador o incluso la uña. El grado de resistencia de la roca se divide en 6 (ISRM., 1981), desde R0 a R6, donde R0 corresponde a una roca extremadamente débil que es marcada por la uña a R6 que es una roca extremadamente fuerte y que solo puede ser astillada con el martillo.
5. **Fracturas:** Se contabilizan y mide la orientación de todas las fracturas abiertas de origen natural presentes en un determinado tramo de sondaje, evitando contar todas aquellas estructuras abiertas por la manipulación de los testigos ya sea a través de planos de debilidad o a través de la matriz de la roca.
6. **Índice de designación de calidad de la roca:** Conocido como RQD, que se obtiene sumando todos los tramos mayores a 10 cm y dividiéndolo por el largo total del sondaje. Esto designa a la calidad de la roca desde muy mala a muy buena (Deere, D.U. & Deere, D.W., 1988).
7. **Caracterización de estructuras:**
 - a. Rugosidad: Corresponde identificar si las fracturas son rugosas o lisas, en una escala creada por Barton & Choubey (1977).
 - b. Tipo de Relleno: Corresponde a los tipos mineralógicos que constituyen el relleno de la estructura, con énfasis en los de menor resistencia. Por ejemplo, arcillas, yeso, brecha de falla, etc. caracterizando la posible influencia en la permeabilidad de la fractura.
 - c. Resistencia del Relleno: Al igual que con la resistencia de la roca, se debe medir la resistencia del relleno, que, en el caso de arcillas, se utilizan las clasificaciones desde S1 a S6, que van desde arcilla muy blanda en S1 a arcilla dura en S6.

Debido a que la geometría de las fracturas influencia fuertemente el comportamiento hidráulico del flujo, es muy importante este análisis estructural de testigo para el reconocimiento de zonas con discontinuidades. Esto, además de que permite estimar algunas propiedades, como la permeabilidad de la roca (matriz y fracturas), es útil para planear e interpretar las pruebas a realizar posteriormente. Sin embargo, los valores de las propiedades hidráulicas realizadas en laboratorio usualmente no son representativas de la formación en su totalidad, debido al pequeño volumen que se analiza en comparación con la heterogeneidad del sitio. En esto influye el problema de escala y se ha estimado que los

valores determinados en laboratorio suelen ser varios órdenes de magnitud inferiores a los existentes en condiciones naturales (Ilman & Neuman, 2003); Shapiro, 2003).

Por las limitaciones del mapeo geotécnico del sondaje, esto es seguido por una serie de pruebas hidráulicas y registros geofísicos, para así complementar el estudio y tener mejores resultados. Por ejemplo, Krone et al. (2021) (Figura 8-2) en un estudio en la Codillera de la Costa de Chile, en La Serena, realizaron una perforación en las rocas ígneas fracturadas del sector para determinar la profundidad del frente de meteorización. Para lograrlo, en primer lugar, realizan la adquisición del testigo de roca y su correspondiente mapeo, para luego adquirir datos geofísicos de registro de pozos como rayos gamma, resistividad, etc. Los frentes de meteorización en el suelo se lograron esquematizar mediante el mapeo de testigo y el uso de Televiever acústico (siguiente subpárrafo), como se muestra en la Figura 8-2.

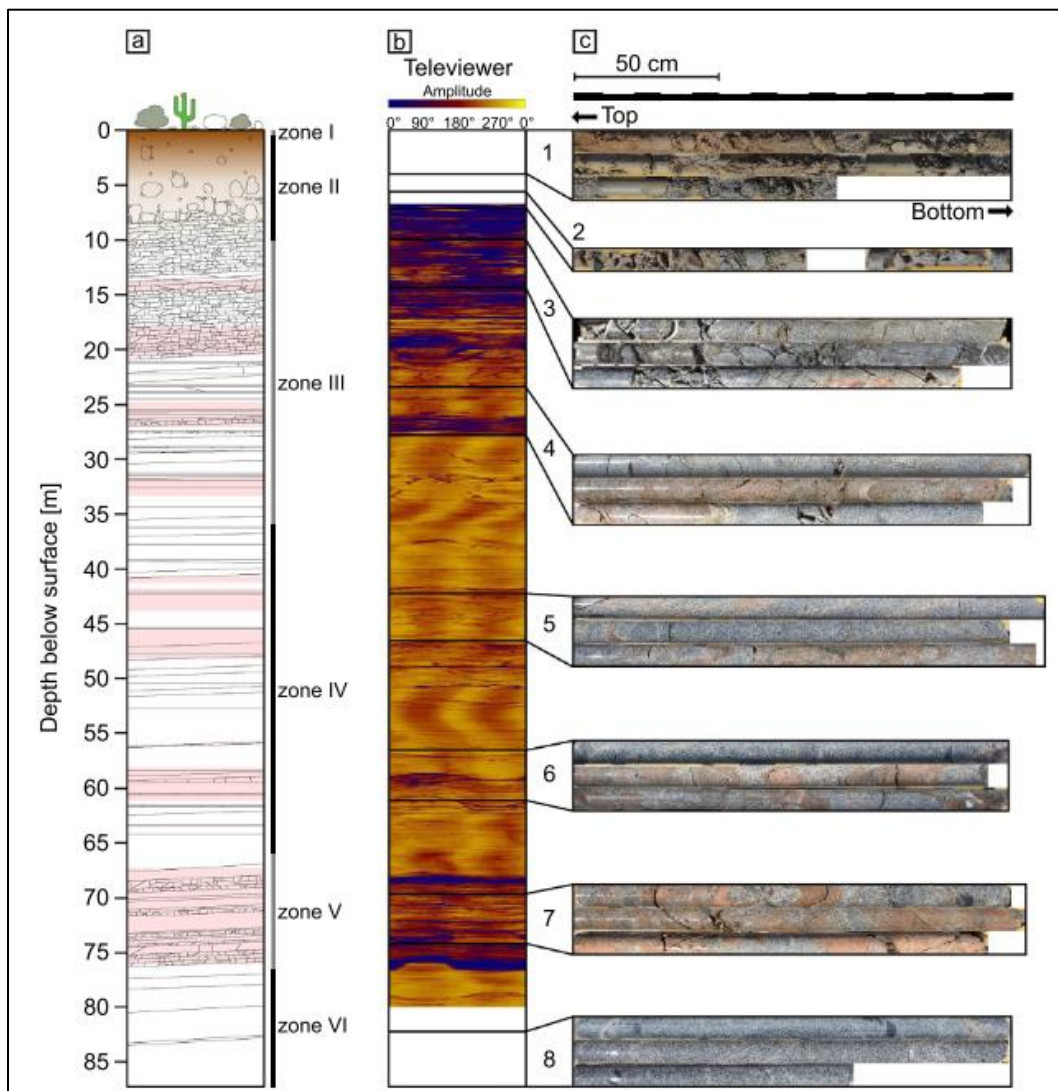


Figura 8-2. a) Esquema subsuelo a partir de los datos de: b) Televiever acústico y c) Testigos de roca. Tomado de (Krone et al., 2021)

8.2 Televiewer

Televiewer es una sonda geofísica que se utiliza para el registro de pozos que permite caracterizar el subsuelo por imágenes nítidas y de alta resolución, permitiendo detallar la litología y las condiciones del flujo de agua subterránea e identificando fallas, capas, fracturas y vetas dentro de los estratos rocosos del subsuelo (Hasnulhadi et al., 2016). Hay 2 técnicas que se utilizan recientemente, que son el Televiewer Óptico y Acústico. En estos, las imágenes dan como resultado vistas continuas y orientadas en 360° de la pared del pozo, a partir de las cuales se pueden definir el carácter, la relación y la orientación de las características litológicas y estructurales (Williams & Johnson, 2004). La aplicación combinada de imágenes acústicas y ópticas proporciona información crítica para el desarrollo del suministro de agua y la protección y caracterización de las fuentes de agua.

8.2.1 Televiewer óptico

Los sistemas de imágenes de estos Televiewer utilizan una cámara con lente “ojo de pez” que permite captar una imagen continua de 360° a lo largo del pozo (Figura 8-3), con un anillo de luces que iluminan las paredes del pozo para obtener imágenes claras. Estas imágenes que ingresan al lente son enviadas como una señal analógica que posteriormente es procesada y se digitaliza. Además, utilizan un magnetómetro y un acelerómetro, ambos de tres ejes, que permiten orientar en tiempo real todo el pozo y las estructuras halladas en él.

Este sistema funciona en pozos verticales y también en pozos con ángulo positivo, pero el pozo a registrar debe estar seco o con agua limpia y cristalina para tomar correctamente las imágenes. En caso de presencia de lodo, crecimiento bacteriano u otras condiciones que afectan la claridad del agua, la calidad de la imagen se ve afectada.

Dentro de sus aplicaciones y utilidades se encuentra en que la litología y estructuras como fracturas, rellenos de fracturas, foliación y planos de estratificación se ven directamente en las imágenes.

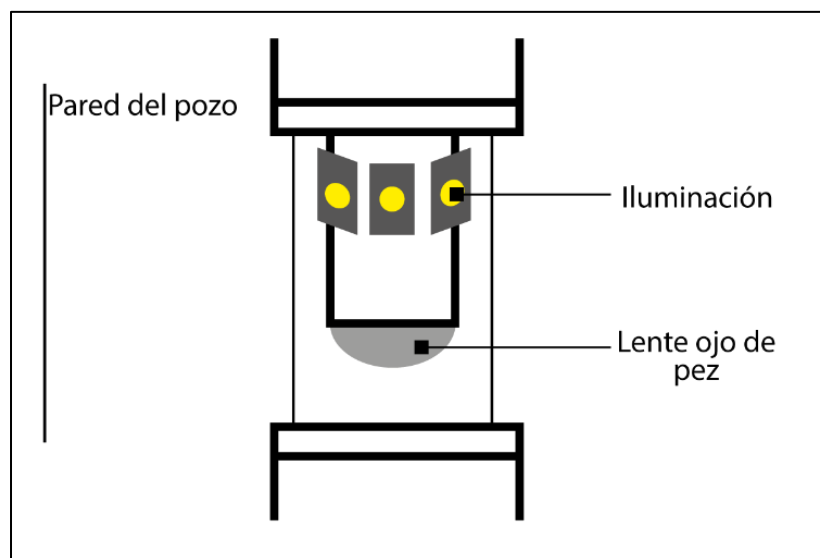


Figura 8-3. Funcionamiento del Televiewer óptico. Modificado de Hubbard & Malone (2013).

8.2.2 Televiever acústico

Esta sonda geofísica utiliza ondas acústicas en pulsos ultrasónicos, donde el tiempo de tránsito y la amplitud de la señal acústica reflejada se registran como imágenes fotográficas, y los datos del tiempo de tránsito se pueden usar para generar registros de calibre (caliper) de alta resolución. La señal analógica se digitaliza en el fondo del pozo y la señal digital se envía hacia el interior del pozo para su visualización y análisis en un computador. El Televiever acústico posee un transductor fijo que emite ondas de ultrasonido, las que chocan con un espejo giratorio que las dirige en 360° a las paredes del pozo (Figura 8-4).

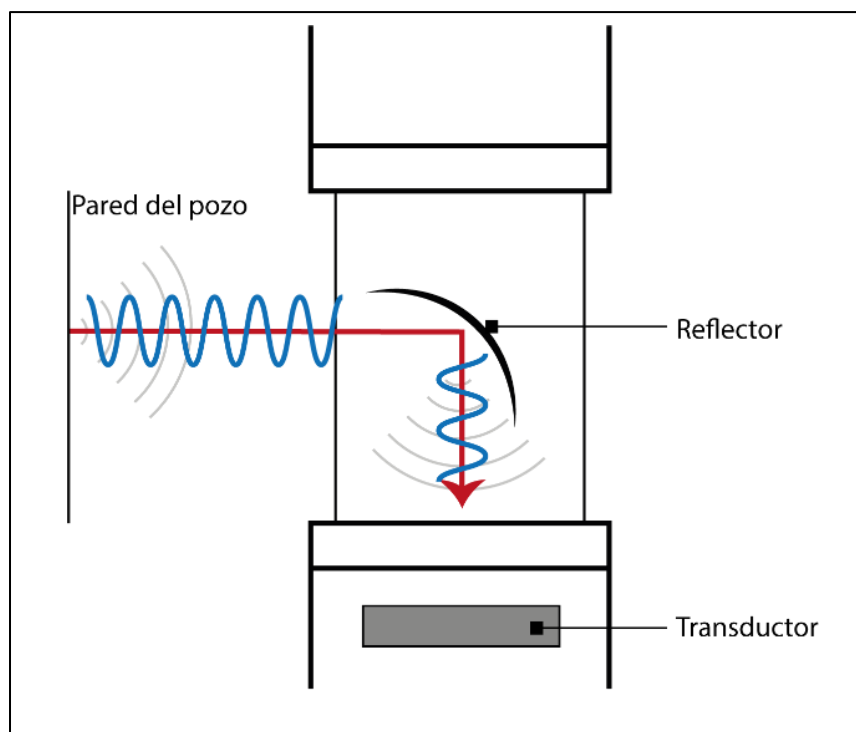


Figura 8-4. Funcionamiento del Televiever acústico. Con color rojo se representa el tiempo de tránsito y en azul la amplitud de la onda. Modificado de Halladay et al. (2010).

Funciona en pozos llenos de agua o lodo de perforación, pues las ondas acústicas necesitan de un medio acuoso para desplazarse. Y del camino de la onda acústica se miden 2 parámetros importantes: el tiempo de tránsito y a amplitud de la onda. El tiempo de transito corresponde al tiempo que le toma a la onda ir y regresar de la pared del pozo. Los ensanchamientos y las fracturas hacen que el tiempo de retorno sea mayor; y la amplitud, a mayor integridad de la pared del pozo, la amplitud de onda conserva su tamaño original. Las fracturas, foliación y planos de estratificación dispersan la energía del haz acústico, reducen la amplitud de la señal y producen características reconocibles en las imágenes (Paillet et al., 1990). Además, el contraste de impedancia acústica entre el fluido del pozo y la pared indica la dureza relativa de la pared del pozo. Los cambios litológicos, la foliación y las fracturas pueden detectarse incluso cuando no hay cambios en el diámetro del pozo si hay suficiente contraste acústico.

8.2.3 Comparación entre ambas técnicas

Dentro de las principales diferencias es que el Televiever óptico permite una visualización directa entre la litología, foliación, planos de estratificación y fracturas, mientras que la relación entre las características litológicas y estructurales no siempre es clara en las imágenes por Televiever acústico. Además, las fracturas generalmente son reconocibles en las imágenes de ambas técnicas, pero en rocas más oscuras, las fracturas son más evidentes en las imágenes acústicas. Por otro lado, las manchas por precipitación química y el crecimiento bacteriano pueden indicar contaminación y/o flujo de agua subterránea, que son evidentes en las imágenes por Televiever óptico, pero no en acústico.

Cabe destacar que debe existir un análisis integrado de ambas imágenes, mostradas a un lado de la otra en la misma escala y orientación, como en la Figura 8-5. Esto resuelve significativamente las inconsistencias aparentes de las imágenes al mirarlas de manera individual.

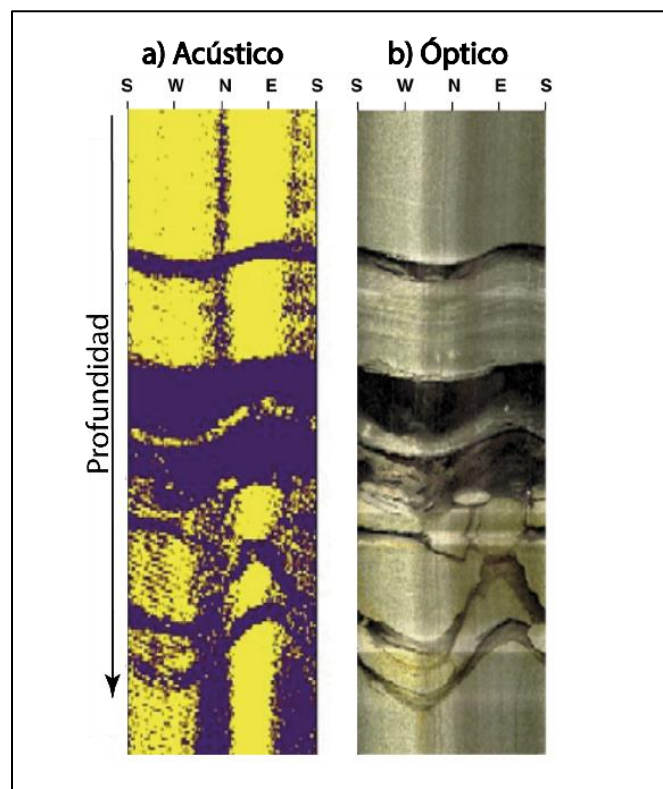


Figura 8-5. Imágenes de un Televiever en subsuelo sedimentario fracturado donde se observan al detalle las características físicas de las paredes del pozo. Ejemplo obtenido de Williams (2002) realizado en un acuífero fracturado de Ventura County, California

Este tipo de registro se puede integrar con otros, como por ejemplo con al análisis de testigo, como en el subpárrafo anterior (8.1) esto se debe a que las imágenes de los Televiever están orientadas y son continuas, por lo que son muy útiles para el análisis de muestras de sondeos que comúnmente no están orientadas y contienen intervalos faltantes, especialmente en intervalos intensamente fracturados que son de interés crítico.

Al integrar este mecanismo con registros gamma y de resistividad, se puede interpretar y caracterizar la litología y la calidad del agua de mejor manera. Además, registros de resistividad del fluido, temperatura y caudalímetro se usan comúnmente para definir qué fracturas identificadas en las imágenes de Televiwer son transmisivas (Paillet et al., 1990). Una herramienta muy útil es que la distribución y orientación de las fracturas transmisivas se grafiquen en estereogramas, ya que permite una comparación directa de las relaciones entre las zonas transmisivas y las características litológicas y estructurales identificadas en las imágenes de Televiwer.

8.3 GPR

El radar de penetración terrestre, georradar o GPR (por sus siglas en inglés de *Ground-penetrating radar*) es un método de prospección cuyos fundamentos se encuentran en la teoría electromagnética (EM). La física de los campos EM es descrita matemáticamente con las ecuaciones de Maxwell, mientras que las relaciones constitutivas cuantifican las propiedades de los materiales. La combinación de los dos proporciona las bases para describir cuantitativamente las señales GPR, lo que es explicado en más detalle por Annan (2005).

El GPR se basa en la emisión y propagación de ondas electromagnéticas en un medio mediante un transmisor GPR, con la posterior recepción de las reflexiones que se producen en sus discontinuidades en un receptor GPR. La configuración de un solo pozo se refiere al caso en el que el transmisor y el receptor están ubicados en el mismo pozo con una separación conocida, como en la Figura 8-6. En esta configuración los reflectores pueden surgir de fracturas ubicadas en todas las direcciones con la particularidad de que los planos reflectores que intersecan el pozo se visualizan como reflejos en forma de V (Figura 8-6 (b)).

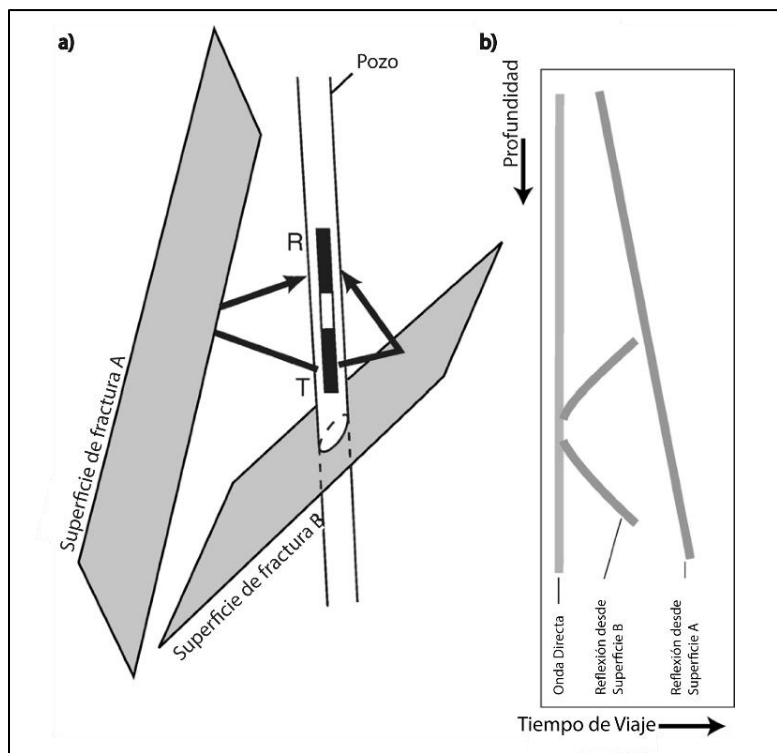


Figura 8-6. (a) Principio del método de reflexión GPR de un solo pozo, en el que un transmisor T envía una señal que es reflejada y posteriormente recibida por un receptor R ubicado en el mismo pozo. (b) Sección de reflexión esquemática de patrones de reflexión típicos que surgen de fracturas que se cruzan y que no se cruzan con el pozo. Modificado de Spillmann et al. (2007).

El procesamiento de los datos adquiridos permite determinar las distancias a los reflectores y sus buzamientos o manteos asociados, pero no su azimut.

Las reflexiones de las discontinuidades o límites del subsuelo son principalmente una función de sus geometrías y distancias desde los pozos y los contrastes de permitividad eléctrica

asociados. Estos datos registrados se usan para generar imágenes de límites que en medios fracturados corresponden a superficies de fractura (S. Liu et al., 2005). Estos reflectores están relacionados con variaciones en la permitividad eléctrica (ϵ), conductividad eléctrica (σ), y en la permeabilidad magnética (μ) del suelo y la roca. En particular, la penetración de las ondas de radar está limitada por la conductividad del material que rodea el pozo y conductividades muy altas pueden incluso impedir el uso de radar en algunos lugares.

Además de las propiedades eléctricas de los materiales, la amplitud de reflexión registrada de una fractura depende de varios factores (Dorn, Linde, Le Borgne, et al., 2012a), como:

1. La apertura y rugosidad de la fractura, puesto que el reflejo entre las superficies superior e inferior interfieren entre sí.
2. El manto de la fractura, debido a que el coeficiente de reflexión depende del ángulo incidente. Cuando existe un buzamiento sub-vertical, hay amplitudes de reflexión más altas que en fracturas sub-horizontales en GPR verticales. Además, las fracturas con buzamiento de $0-30^\circ$ no son detectables directamente.
3. El azimut de una fractura, ya que los reflejos de una fractura plana solo se pueden observar si un vector normal al reflector cruza el pozo.
4. La distancia entre una fractura y el transmisor/receptor, debido a la atenuación de la señal existe una distancia máxima a la que pueden ser detectables dependiendo de la frecuencia de la señal.

Este método ha sido utilizado ampliamente en varias aplicaciones. Dorn et al. (2011), usaron este método combinándolo con pruebas de trazadores y demostraron que el GPR es capaz de monitorear el movimiento de un trazador salino a través de una red conectada de fracturas de apertura milimétrica a decenas de metros. Además, permite derivar una escala de longitud de las fracturas involucradas en el transporte del trazador e inferir la conectividad y geometría de estas fracturas (Le Borgne, et al., 2012a). Esta combinación de técnicas de GPR con trazadores ha sido utilizada por otros autores como Tsoflias et al. (2013), Talley et al. (2005) y Becker & Tsoflias (2010), donde se monitorea la migración del trazador.

Además, es necesario complementar este método con otros registros de pozos para eliminar las incertidumbres y las limitaciones que tiene. Por ejemplo, usar este método en combinación con otros como GPR en pozos transversales, Televue, y distintos registros geofísicos de pozos (Párrafo 8.4) ha permitido obtener modelos de fracturas discretas en 3-D, con simulaciones de flujo para derivar la transmisividad efectiva de las conexiones hidráulicas entre los pozos (Dorn et al., 2013). Por otro lado, Klepikova et al. (2014), enfatiza en complementar este tipo de métodos geofísicos (que sirven para inferir la geometría) con tomografías de flujo (útiles para inferir propiedades hidráulicas).

8.4 Registro de pozos

Un Registro de Pozo o también llamado Perfil de Pozo es un conjunto de datos que contiene la información de una o varias características de las formaciones rocosas atravesadas por un pozo. Usualmente se representa la propiedad medida en función de la profundidad, como en la Figura 8-7.

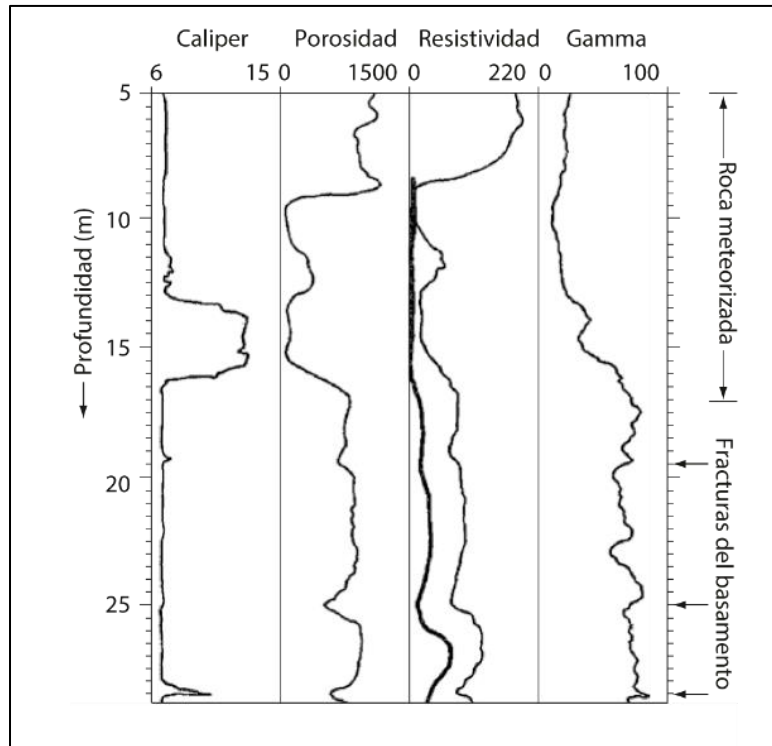


Figura 8-7. Ejemplo de registro de pozos del estudio realizado por Carruthers & Smith (1992) en un basamento cristalino en Zimbabwe, África.

La importancia de los perfiles de pozo es que a través de estos se miden muchos parámetros físicos de los estratos penetrados y entregan información acerca de los fluidos presentes en los poros o fracturas de las rocas. La diversidad de registros que existen actualmente es muy amplia, pero en esta sección se mencionarán los más utilizados en el estudio de rocas fracturadas, que son:

8.4.1 Registro de Temperatura:

Este registro mide la temperatura y el gradiente de esta en el pozo con la profundidad, que a menudo se complementa con la conductividad eléctrica. Estos son los principales registros en la detección de movimiento de fluidos en el pozo y pueden interpretarse en términos de las condiciones del agua subterránea. Los registros de fluidos se ejecutan en diferentes condiciones hidráulicas, generalmente en reposo y también durante el bombeo. Una comparación de los dos conjuntos de datos revela la posición por donde el agua ingresa al pozo (Singhal & Gupta, 2010). Estos registros también son útiles para investigar la migración de agua en un acuífero, la calidad del agua subterránea y otros aspectos relacionados.

8.4.2 Registro de Caliper:

El caliper es una herramienta que mide el diámetro del pozo en función de la profundidad. Es útil para determinar el estado de la perforación y la resistencia de la roca. Por ejemplo, un mayor diámetro con respecto a la broca de perforación puede deberse a que la competencia de la roca es mala o que la roca se encuentre intensamente fracturada y esto provoca una ruptura en la pared (Garduza, 2019). En cambio, cuando estos diámetros son similares, indica que la competencia de la roca es buena y no hubo un derrumbe. Además, la orientación de la fractura puede afectar el redondeamiento del pozo y resultar en formas elípticas (Singhal & Gupta, 2010).

8.4.3 Registro de Flujos:

En registro de medidor de flujo, se mide la velocidad de flujo frente a la profundidad y el sentido del flujo vertical del agua en el pozo. Es muy útil para determinar la transmisividad de fracturas individuales e identificar fracturas lejanas ya que tiene un radio de penetración de hasta 100 m (Day-Lewis et al., 2017), ya que mide el tiempo de viaje de un pulso de calor. Es utilizado en pruebas de bombeo para determinar que fracturas son transmisivas (Day-Lewis et al., 2016) y para localizar sitios de interés para otras pruebas hidráulicas como de empacadores, por ejemplo, y así tener una caracterización más precisa. Por otro lado, el registro de flujo en pozos transversales (Párrafo 8.6), podría indicar el grado de conectividad de las zonas transmisivas (Singhal & Gupta, 2010)

8.4.4 Registro de Porosidad:

Los registros de porosidad son capaces de detectar fracturas y evaluar la porosidad secundaria de cada una (Garduza, 2019). En principio, la porosidad secundaria debe evaluarse como la diferencia entre la porosidad global y la porosidad de la matriz, ambas medidas a través de registros. Para tener las mediciones y registros de porosidad se utilizan distintas técnicas, correspondientes a los registros Neutrónico, de Densidad y Sónicos (Quijano, 2015).

- a. **Registro Neutrónico:** Basado en la medición de concentraciones de hidrogeno, lo que indica la presencia de agua en la roca. Posee una herramienta que emite neutrones, los que colisionan con los hidrógenos presente en los intersticios de la roca. También posee un receptor para medir los neutrones dispersados. Con este método se mide la porosidad neutrónica de las rocas. En el caso de fracturas abiertas llenas de agua, los registros de neutrones exhiben anomalías que indican una mayor porosidad.
- b. **Registro de Densidad:** Basado en medir la densidad de la roca mediante la atenuación de rayos gamma entre una fuente y un receptor. La herramienta en este caso emite y recibe los rayos gamma de las colisiones. Con este método se estima la densidad del sistema roca-fluido, lo que sirve para calcular la porosidad. Un registro de densidad bajo indica alta porosidad. Además, las fracturas que causan una porosidad secundaria más alta se indican mediante un recuento de rayos gamma-gamma más alto.
- c. **Registro sónico:** Basado en la medición de la velocidad del sonido en las ondas penetradas por el pozo. Como el método sísmico, se tiene un emisor y receptor de

estas ondas sínicas. Con este registro se determina la porosidad de las rocas a partir del tiempo de tránsito de las ondas. A mayor tiempo de tránsito, menor es la velocidad, entonces mayor es la porosidad. Además, en este registro un análisis de la amplitud, atenuación y velocidad de las ondas puede proporcionar una indicación de la orientación de la fractura y la litología.

8.4.5 Registro de Resistividad:

Como se mencionó anteriormente, la resistividad es la capacidad de las rocas de oponerse al paso de corriente eléctrica y es el inverso de la conductividad, y depende de una serie de factores, como el tipo de roca, su porosidad aparente, el grado de saturación y la cantidad de iones disueltos en el fluido. Además, la resistividad aparente depende de las características geométricas de la fractura, tales como la orientación, tamaño, longitud, espaciamiento, etc. (Singhal & Gupta, 2010). En el registro de resistividad, se mide el potencial eléctrico en respuesta a una corriente inyectada y por las variaciones registradas es útil para determinar fracturas importantes (que estén asociadas a un aumento en la porosidad local, por lo que tendría una mayor saturación de agua, entonces una mayor conducción eléctrica) y la cantidad de solutos disueltos (un mayor contenido de iones o sales, proporciona una menor resistividad) (Day-Lewis et al., 2017).

8.4.6 Registro de Rayos Gamma:

Este registro entrega información acerca de las propiedades radioactivas de una roca. Se basa en las mediciones naturales de rayos gamma que poseen las rocas. La radiación gamma natural es emitida por todas las formaciones rocosas como resultado de la desintegración aleatoria de elementos radiactivos naturalmente presentes. La mayor parte de esta radiación es encontrada en la tierra al ser emitida por elementos radiactivos de la serie del Potasio, Uranio y Torio (KUT). Cuando las rocas son meteorizadas, estos elementos se desintegran en partículas tamaño arcilla, por lo que este registro es útil para determinar el contenido de arcilla (Garduza, 2019; Quijano, 2015). Mientras mayor es el contenido de arcilla, mayor es la emisión de rayos gamma registrada. Este registro debe utilizarse con cuidado para el análisis de arcillas ya que minerales como feldespatos rico en potasio, micas, glauconita, o aguas ricas en uranio, también pueden producir una respuesta alta del perfil de rayos gamma (Quijano, 2015; Singhal & Gupta, 2010).

8.4.7 Registro de Potencial Espontáneo:

El registro de potencial espontáneo entrega información del potencial eléctrico con la profundidad. Es un registro de corriente directa, que mide la diferencia de voltaje presente entre el potencial de un electrodo móvil ubicado en el pozo y el potencial de un electrodo fijo localizado en la superficie (Doll, 1948). Este potencial espontáneo se origina por el contacto de arcillas y arenas con el lodo de perforación, y como consecuencia del efecto electrocinético de los fluidos que se mueven a través de la zona permeable (Quijano, 2015).

Este registro es útil para reconocer arcillas y arenas, como también la dirección de flujo (Frederick D. Day-Lewis et al., 2017). Por ejemplo, cuando el potencial espontáneo es cero, se interpreta la presencia de una capa gruesa de arcilla. Además, sirve para calcular la

salinidad del agua, ya que, si al agua tiene una salinidad mayor que el lodo de perforación, se produce un intercambio iónico del agua al pozo y el potencial es negativo; análogo en el caso contrario y cuando las salinidades son similares, no se produce intercambio iónico por lo que el registro de potencial es neutro.

8.5 Ensayos de empacadores o Lugeon

Un empacador es un elemento de goma inflable que sirve para aislar un horizonte del pozo. De este modo, un ensayo de Lugeon o también conocido como ensayo de empacador, consiste en la utilización de empacadores para determinar la conductividad hidráulica en una sección individual aislada. El concepto básico de este método es inyectar agua a una presión constante conocida en la sección de interés y medir el cambio de presión a lo largo del tiempo o la tasa de flujo en una condición de estado estacionario. Este procedimiento se ha aplicado ampliamente desde 1950 en investigación de aguas subterráneas (Chou et al., 2012; Mejías et al., 2009) y específicamente en rocas fracturadas (Chen et al., 2015; Jiang et al., 2009; Shapiro, A. M., & Hsieh, 1998; Williams, 2002). En general, un sistema de dos empacadores que tenga una sola zona aislada es adecuado para probar rocas moderadamente fracturadas (Singhal & Gupta, 2010) como se muestra en la Figura 8-8.

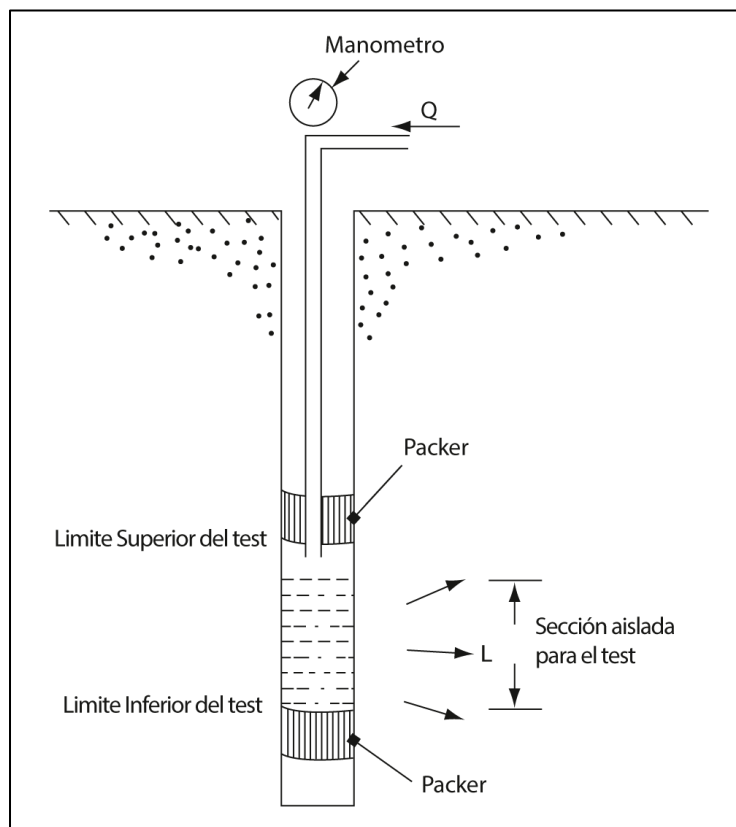


Figura 8-8. Uso estándar de pruebas con empacadores doble para rocas fracturadas. Modificado de Jiang et al. (2009) y Singhal & Gupta (2010).

Existen 3 pruebas que podrían usarse en rocas fracturadas dependiendo de lo que se requiera que son la prueba Lugeon, Lugeon modificado o de pozos transversales, la cual se menciona en el Párrafo 8.6.

8.5.1 Prueba Lugeon

Las pruebas de Lugeon se realizan en el interior de sondeos y permite determinar variaciones en la conductividad hidráulica o permeabilidad con la profundidad y en diferentes estratos y puede realizarse en pozos terminados o a medida que se va perforando. Es una de las pruebas más utilizadas actualmente en geotecnia y en macizos rocosos fracturados y es de un costo relativamente bajo (Vaskou et al., 2019).

En esta prueba se pueden utilizar uno o dos empacadores. En el caso de uno, este se coloca por encima y a cierta distancia del fondo del pozo y una vez que se termine, es posible reanudar la perforación y reiterar en secciones más profundas. La utilización de un solo empacador es recomendada cuando la roca es débil y está intensamente fracturada, por lo que el pozo se puede derrumbar (Singhal & Gupta, 2010). En el caso de que en el pozo esté terminada la perforación, se pueden utilizar 2 obturadores para aislar una zona del resto, como en la Figura 8-8. Las pruebas se pueden realizar a profundidades de hasta 300 m y deben realizarse en zonas saturadas.

La metodología consiste en una serie de distintas etapas de presiones e inyección de agua para realizar la prueba a diferentes profundidades en intervalos aislados del pozo, con el objetivo de caracterizar las propiedades hidráulicas de las diversas zonas a lo largo del pozo y producir un perfil de permeabilidad de profundidad basado en el resultado de la prueba.

8.5.2 Prueba Lugeon Modificado

En una prueba de Lugeon estándar, el pozo es vertical independientemente de la posición y orientación de las fracturas en el macizo rocoso. Esta es la única alternativa cuando las fracturas están distribuidas al azar y son muy grandes. Pero en el caso de que haya conjuntos de fracturas conocidas, es necesario determinar las permeabilidades de cada conjunto por separado, entonces si es posible, esta prueba funciona orientando el pozo perpendicular a cada conjunto de fracturas, como en la Figura 8-9.

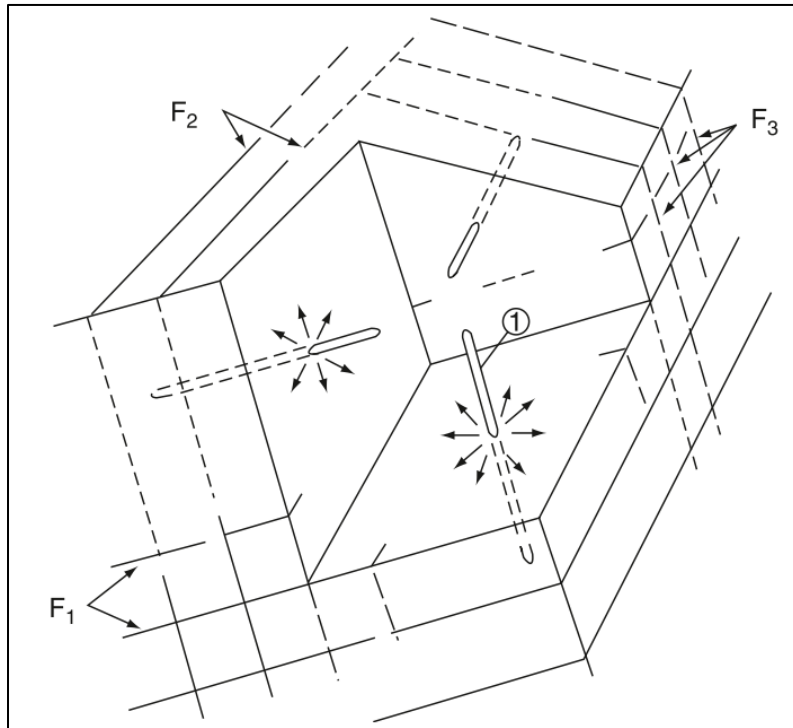


Figura 8-9. Prueba Lugeon modificada con 3 conjuntos de orientaciones de fractura. El pozo 1 es paralelo a F2 y F3 para testear el set de fracturas F1. Tomado de Singhal & Gupta (2010).

8.6 Prueba de pozos transversales

Las pruebas pozos transversales han sido definidas por Paillet (1993) como la medición del flujo en dos pozos paralelos, uno de bombeo y otro de observación. Esta configuración se presenta en la Figura 8-10. Se basa en la idea de que el cambio en las condiciones de bombeo en un acuífero modificará la distribución de carga en las trayectorias de flujo de gran escala, lo que debería cambiar los perfiles de flujo en los pozos de observación (Paillet, 1993).

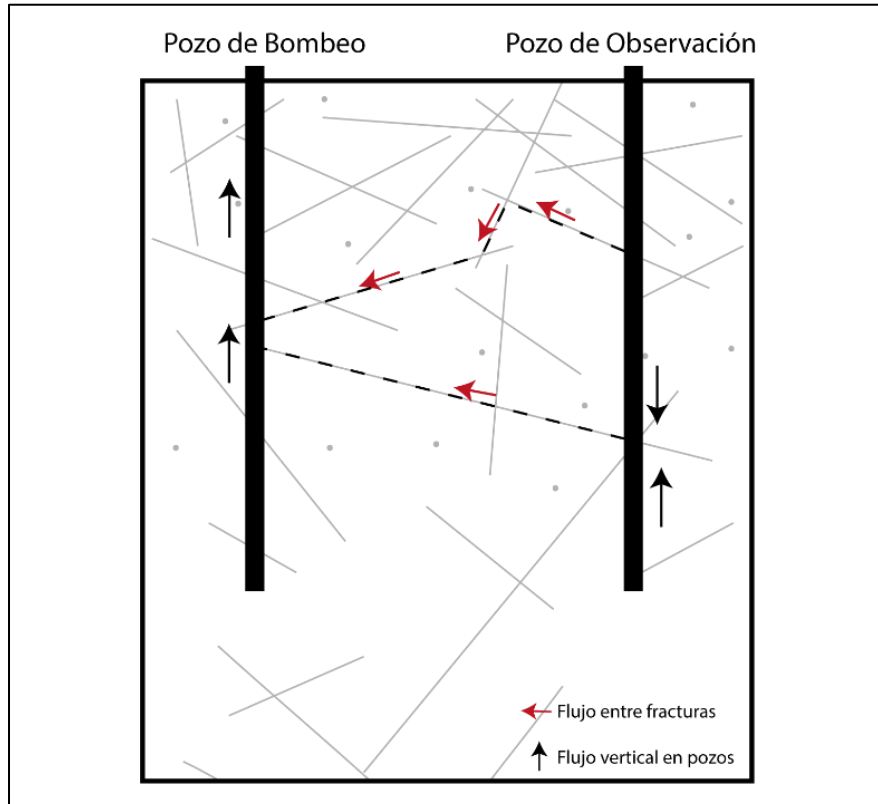


Figura 8-10. Prueba pozos transversales esquemática. Modificado de Le Borgne et al. (2006a).

El objetivo de esta prueba es estimar las permeabilidades relativas y caracterizar y definir la forma en que el agua subterránea se mueve a través del medio. Esta información es para comprender cómo las fracturas individuales identificadas se conectan en un flujo a mayor escala en la masa rocosa entre los pozos, es decir, la interconexión de fracturas. Esta configuración de pozos brinda información sobre las propiedades de los acuíferos a gran escala y alrededor de los pozos, mientras que las pruebas con un solo pozo brindan información únicamente sobre las propiedades de las fracturas individuales que lo rodean. El cambio en el flujo en los pozos de observación inducido por el bombeo en el otro pozo puede interpretarse en términos de conectividad de la zona de flujo, ya que la cabeza hidráulica debe cambiar solo en las trayectorias de flujo conectadas al pozo de bombeo (Le Borgne et al., 2006a, 2006b; Paillet, 1993).

Comparando esta técnica con las anteriores de este párrafo, se prefieren las pruebas de pozos transversales para determinar las propiedades tridimensionales en rocas porosas y

fracturadas, tanto saturadas como no saturadas. En este último punto tiene la ventaja de que también se llevan a cabo en rocas fracturadas no saturadas, mediante la inyección de aire en lugar de agua. Además, una prueba de inyección de un solo pozo brinda información solo para un pequeño volumen de roca cerca del pozo y, por lo tanto, es posible que no proporcione información sobre la heterogeneidad de la roca. Por lo tanto, se prefieren las pruebas de inyección en pozos transversales. Esto facilita la estimación de las propiedades generales de grandes volúmenes de roca entre pozos de observación y también el grado de interconectividad en las escalas que van desde metros hasta varias decenas de metros (Illman & Neuman, 2001).

El tipo de prueba mencionado en esta sección, fue implementado en un acuífero cristalino fracturado de Plœmeur, Francia, por Le Borgne et al. (2006a). En esta zona se realizaron una serie de experimentos con medidores de flujo de pozo único y pozos transversales junto con pruebas de bombeo a largo plazo. A partir de los resultados, se determinó que las pruebas en pozos transversales son útiles para caracterizar la conectividad de las trayectorias de flujo preferenciales; y mediante pruebas de bombeo y caudalímetros en pozos únicos, se puede determinar la variabilidad espacial de las propiedades hidráulicas (Le Borgne et al., 2006b).

Capítulo 9: Monitoreo de Pozos

Las perforaciones de pozos exploratorios ayudan a definir la geometría y extensión del acuífero y evaluar el potencial de aguas subterráneas con las técnicas vistas en el Párrafo 8. Otra parte esencial de una evaluación y exploración local es el monitoreo de pozos, en el que se obtienen mediciones en el largo plazo de parámetros como el nivel piezométrico, la temperatura y la conductividad eléctrica.

Las técnicas de monitoreo, al tratarse de mediciones continuas en un tiempo prolongado, se suelen realizar en condiciones naturales ambientales para luego contrastarla con el comportamiento durante pruebas de bombeo. Por estas técnicas, se puede determinar la dirección de escurrimiento del agua, variaciones en su calidad, interconexión de fracturas, entre otras estimaciones que se mencionarán en los siguientes subpárrafos.

9.1 Monitoreo del nivel de agua

El primer parámetro directo observable en la realización de un pozo es el nivel de agua subterránea. Históricamente, los niveles de agua en algunos pozos de observación se registraban automáticamente utilizando un flotador y una cinta de acero. Actualmente, se ha generalizado el uso de transductores de presión para estas mediciones (Freeman et al., 2004). Estos dispositivos registran automáticamente los niveles de agua.

En un monitoreo a largo plazo y en condiciones ambientales, las mediciones del nivel de agua permiten estudiar las variaciones estacionales y la influencia de la recarga de las precipitaciones en las reservas subterráneas. Una red de pozos de monitoreo de nivel de agua permite elaborar un mapa de superficies piezométricas, y entregar información como la dirección de movimiento del agua, cambios de almacenamiento y la extensión del acuífero.

Usualmente, las mediciones de nivel se realizan también en pruebas de bombeo para estudiar el comportamiento hidráulico del acuífero durante la extracción de agua y la respuesta posterior a esta. Durante las pruebas de bombeo, se imponen bombeos controlados, por lo que es esencial su medición, control y registro continuo, lo que ayudará al desarrollo exitoso del ensayo. Aunque convencionalmente se desarrollan pruebas de bombeo constante, la tasa de bombeo puede variar según el criterio del ejecutor. Con los resultados de estas pruebas de bombeo, la evaluación de la curva de descenso del nivel a través del tiempo puede proporcionar información sobre el comportamiento del flujo. Estas curvas de diagnóstico, a su vez, son útiles para interpretar diferentes regímenes de flujo (Renard et al., 2009) como, por ejemplo, condiciones de flujo radial, condiciones de doble porosidad, etc.

Un ejemplo aplicado de esto es entregado por Roques et al. (2014), que mediante pruebas de bombeo realizadas en un acuífero de basamento cristalino en Brittany, Oeste de Francia, pudieron estimar como los regímenes de flujo variaban en el tiempo (Figura 9-1): la respuesta local temprana de la zona de falla, donde el agua se extrae principalmente del almacenamiento de la fractura; un período de transición controlado por las propiedades geométricas de la zona de falla a mayor escala donde el aumento abrupto de la pendiente puede interpretarse como un comportamiento de doble porosidad en el que los flujos laterales alimentan la falla a mayor escala; y finalmente, la respuesta hidráulica global del sistema,

alcanzando una condición de flujo radial durante el último mes de bombeo, lo que indica que el mayor flujo proviene de los dominios circundantes de baja permeabilidad.

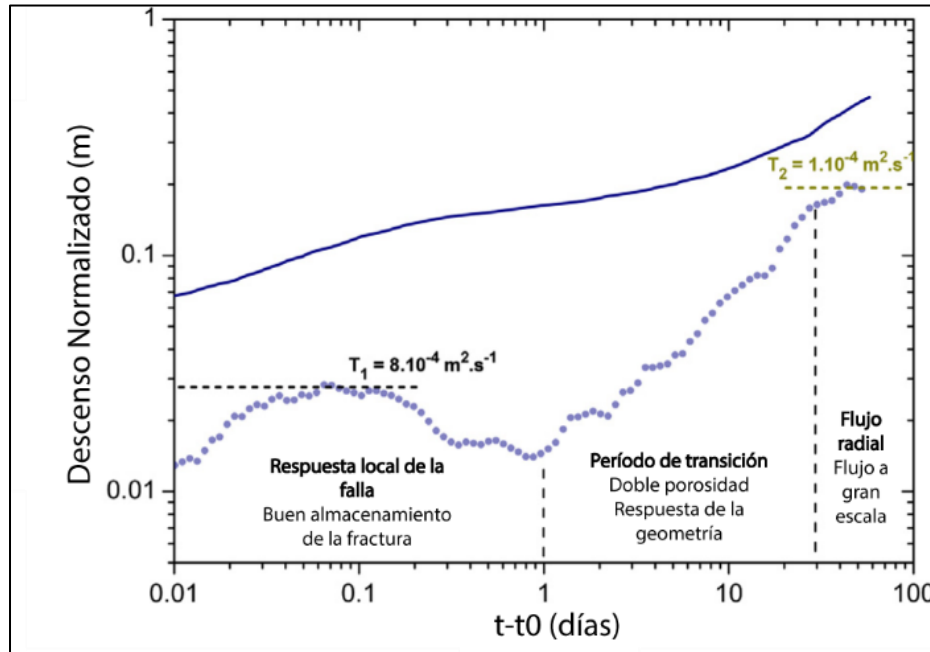


Figura 9-1. Diagnóstico de los regímenes de flujo de acuerdo con el descenso normalizado del nivel de agua en el tiempo. Ejemplo tomado de Roques et al. (2014).

Las fluctuaciones en el nivel de agua en las fracturas pueden ser diferentes debido a las diferencias en sus propiedades hidráulicas, por lo que las observaciones deben ser cuidadosas. La magnitud de la fluctuación del nivel del agua también depende de la ubicación relativa del pozo de observación en la cuenca con respecto a las zonas de recarga y descarga de aguas subterráneas. Por ejemplo, los pozos ubicados cerca de la divisoria de aguas superficiales exhibirán una mayor fluctuación del nivel freático que aquellos en las regiones medias o cerca de los arroyos, debido al rápido drenaje de las áreas aguas arriba.

En las rocas fracturadas, los pozos de observación se deben poner en relación con las discontinuidades de la roca que extraen diferentes conjuntos de fracturas para evaluar la extensión de la interconexión y el papel de las diferentes fracturas como conductos para el flujo de agua subterránea. Los lineamientos y la intersección de fracturas verticales son sitios potenciales para monitorear pozos. Recordando, la descripción de un macizo rocoso fracturado se puede considerar en tres componentes básicos, que son la red de fracturas, el bloque de matriz y el relleno de las fracturas. En situaciones donde la matriz rocosa tiene una porosidad apreciable, puede ser necesario monitorear la matriz, así como las zonas de alta permeabilidad (NRC 1996).

9.2 Monitoreo de la temperatura

Monitorear la temperatura es una tarea esencial para determinar los parámetros de entrada y salida de agua en el sistema subterráneo, y el flujo de calor en el subsuelo está estrechamente relacionado con el movimiento y flujo del agua (Anderson, 2005; Healy & Scanlon, 2010; Klepikova et al., 2014). Por esto, al igual que los trazadores químicos e isotópicos, las tendencias espaciales o temporales de las temperaturas superficiales y subterráneas se pueden utilizar para inferir las tasas de movimiento. En los medios fracturados, se puede esperar que el calor brinde información diferente y complementaria en comparación con los trazadores de solutos, ya que es mucho más sensible a los procesos de difusión de la matriz (Geiger & Emmanuel, 2010).

El tipo de análisis para estimar tasas de recarga/descarga de aguas subterráneas, intercambio con aguas superficiales, flujo a través de fracturas y efectos del calentamiento de la superficie se estudia en “Perfiles de temperatura”. Un esquema de estos perfiles de temperatura se encuentra en la Figura 9-2, donde se considera una zona superficial y una geotérmica. En ausencia de flujo de agua subterránea, la distribución de la temperatura en la zona geotérmica, que ocurre a una profundidad de alrededor de 10 m (Anderson, 2005), sigue el gradiente geotermal. Este gradiente varía dependiendo del contexto geológico, pero en el caso chileno el promedio de este valor es de aumento de 1°C por 20-40 m de profundidad (M. Muñoz & Hamza, 1993).

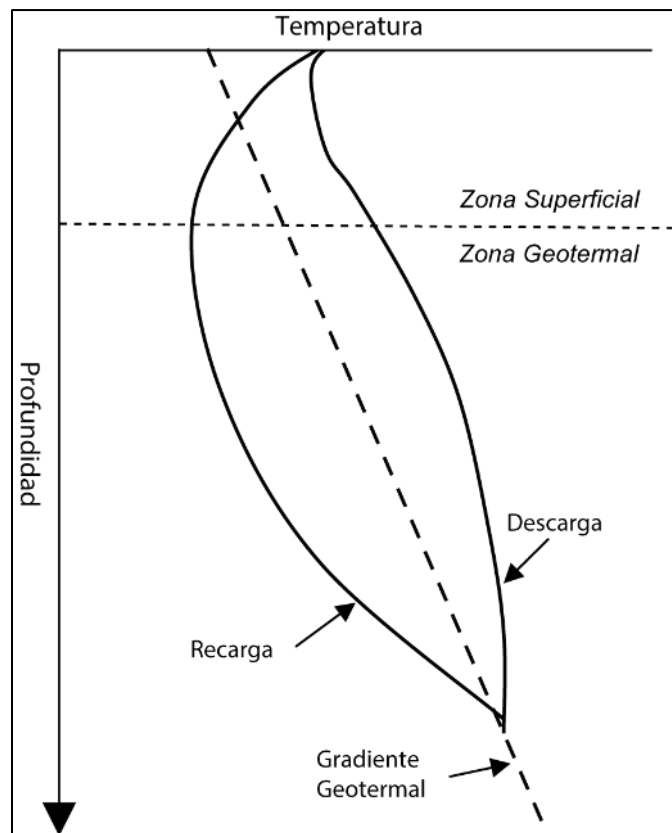


Figura 9-2. Perfiles de temperatura esquemáticos que muestran las desviaciones del gradiente geotérmico causadas por el calentamiento de la superficie en la zona superficial y la convección en la zona geotérmica. La recarga (movimiento

hacia abajo del agua subterránea) da como resultado perfiles cóncavos hacia arriba, mientras que la descarga (movimiento hacia arriba) da como resultado perfiles convexos hacia arriba. Modificado de Taniguchi et al. (1999).

Dentro de la zona geotérmica, el perfil de temperatura no está sujeto a variaciones estacionales y se espera que sea aproximadamente lineal excepto cuando se ve perturbado por el flujo de agua subterránea. El flujo de agua subterránea perturba el gradiente geotérmico mediante la infiltración de agua relativamente fría en las áreas de recarga, generando perfiles cóncavos, y el flujo ascendente de agua relativamente cálida en las áreas de descarga, lo que genera perfiles convexos en las áreas de descarga (Figura 9-2). Por esto, el grado de perturbación de este gradiente, indica las tasas de recarga en zonas profundas. Para cuantificar estas tasas de recarga, los perfiles de temperatura medidos se utilizan en inversiones analíticas o numéricas de las ecuaciones que rigen el transporte acoplado de calor y agua (Nicolas, 2019). En la zona superficial, la temperatura se ve influenciada por el calentamiento y enfriamiento estacional y la amplitud de estas fluctuaciones disminuyen con la profundidad; por debajo de ~1,5 m, las temperaturas no están significativamente influenciadas por las fluctuaciones diurnas en la superficie terrestre (Silliman & Booth, 1993). En esta zona superficial, los perfiles de temperatura brindan información de los eventos de recarga/descargas estacionales de la precipitación y el intercambio con el agua superficial.

Otra característica importante de la temperatura y que hace importante su monitoreo, es la influencia que tiene en los cambios de la conductividad hidráulica. Esto se debe a que la densidad y la viscosidad del agua dependen de la temperatura, que a su vez determinan el valor de la conductividad ($K = \text{kgp}/\mu$). Por ejemplo, el cono de depresión causado por el bombeo cerca de un río es más grande durante los meses de invierno cuando la viscosidad del agua es relativamente grande y la conductividad hidráulica es relativamente pequeña (Anderson, 2005). A su vez, el aumento de la temperatura causara una expansión volumétrica del material rocoso, lo que conduce a una reducción en la apertura de las fracturas, provocando una disminución general en la permeabilidad. Los estudios en la mina Stripa en Suecia demostraron una reducción en la permeabilidad de los granitos por un factor de tres cuando la temperatura se incrementó en 25°C al hacer circular agua tibia (Black & Holmes, 1985). De manera similar, en otro experimento, se observó una reducción de diez veces en la permeabilidad en un gneis fracturado cuando la temperatura se incrementó en 74°C (Lee y Farmer 1993). Sumado a lo anterior, los cambios de temperatura también causarán precipitación y disolución de minerales, lo que afectará la permeabilidad de las rocas.

Para monitorear la temperatura, existe una gran variedad de sensores como termistores, termopar/termocupla, de resistencia, etc., pero recientemente, se han desarrollado los sensores de temperatura distribuidos (DTS) (de La Bernardie et al., 2018; Lowry et al., 2007; Read et al., 2013; Selker et al., 2006; Tyler et al., 2009). Estos permiten el seguimiento de procesos hidrogeológicos como estudios de humedad del suelo, interacción agua subterránea-superficial y su más importante utilización, mediciones continuas de temperatura (Tyler et al., 2009). En estos se determina la temperatura midiendo la dispersión de la luz a lo largo de un cable de fibra óptica, y se obtienen estas mediciones con detalle en el espacio y tiempo. Se ha demostrado el potencial de monitoreo de pérdida de calor mediante la aplicación de DTS y que ofrece ventajas significativas sobre registradores de temperatura puntuales para caracterizar el flujo y el transporte de calor en rocas fracturadas (de La Bernardie et al., 2018; Read et al., 2013). Estos sensores de temperatura se pueden colocar de manera permanente

en profundidades específicas con cables que se extienden hacia la superficie y se configuran para registrar la temperatura en intervalos de tiempo fijo y en ubicaciones específicas. Sin embargo, los gastos pueden limitar la cantidad de ubicaciones que se pueden monitorear y los sensores no se pueden recalibrar después de la ubicación.

9.3 Conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica (EC) se define como la capacidad de una sustancia de conducir la corriente eléctrica y es lo opuesto a la resistencia. El valor de la EC es un indicador útil de los sólidos disueltos totales (TDS), ya que la conducción de la corriente en una solución electrolítica, como el agua, depende, entre otros factores, de la concentración de las especies iónicas. Cuanto mayor sea dicha concentración, mayor será la conductividad. A su vez, una mayor concentración de TDS indica una fuerte interacción agua-roca (Annan, 2005).

La relación entre EC y TDS es compleja dependiendo de la composición química y la fuerza iónica, pero en sitios en que la composición química del agua es relativamente constante, se puede establecer una relación en laboratorio. La medición de la EC es rápida y económica (Hayashi, 2004). Por lo tanto, en condiciones adecuadas, las mediciones de EC ofrecen una ventaja significativa sobre la determinación directa de TDS mediante muestreo y análisis químico. Esto es particularmente cierto para el monitoreo continuo de la química del agua utilizando un sistema automatizado.

Por otro lado, además de la cantidad y composiciones de las especies iónicas, la conductividad eléctrica depende en gran medida de la temperatura. Por esto, el valor en muestras de agua a distintas temperaturas debe corregirse a los valores correspondientes a una temperatura estándar. En consecuencia, es muy importante acompañar este monitoreo con un monitoreo de temperatura y la combinación de estos es utilizada ampliamente (Molina et al., 2002). Esta relación de EC-temperatura es generalmente no lineal, pero en un rango de temperatura ambiental de monitoreo (0-30°C), el grado de no linealidad es pequeño, por lo que suele usarse la ecuación (Sorensen & Glass, 1987):

$$EC_t = EC_{25}[1 + a(t - 25)]$$

Donde EC_t es la conductividad eléctrica a la temperatura medida (t); EC_{25} es la conductividad eléctrica a 25°C; y a es el factor de compensación de temperatura, para el cual diferentes autores dan distintas recomendaciones, pero en libros de agua subterránea se recomienda 2% de incremento de EC por 1°C de temperatura (Matthess, 1954), que se traduce en $a=0.02$.

Por otro lado, y debido a que la conductividad eléctrica determina la cantidad de del flujo de corriente eléctrica cuando se aplica un voltaje constante a un objeto, puede considerarse que el flujo de agua en una fractura sigue el mismo mecanismo. Por esto, el flujo de corriente eléctrica en la fractura no es uniforme si el flujo de agua no es uniforme. Entonces la EC del sistema está determinado también por las características geométricas de las fracturas (tamaño, forma, orientación, apertura), que determinan el movimiento y conductividad hidráulica. Por ejemplo, en la Figura 9-3, se muestra conceptualmente la disminución de la conductividad hidráulica y eléctrica debido a la disminución de la apertura y el aumento en la rugosidad.

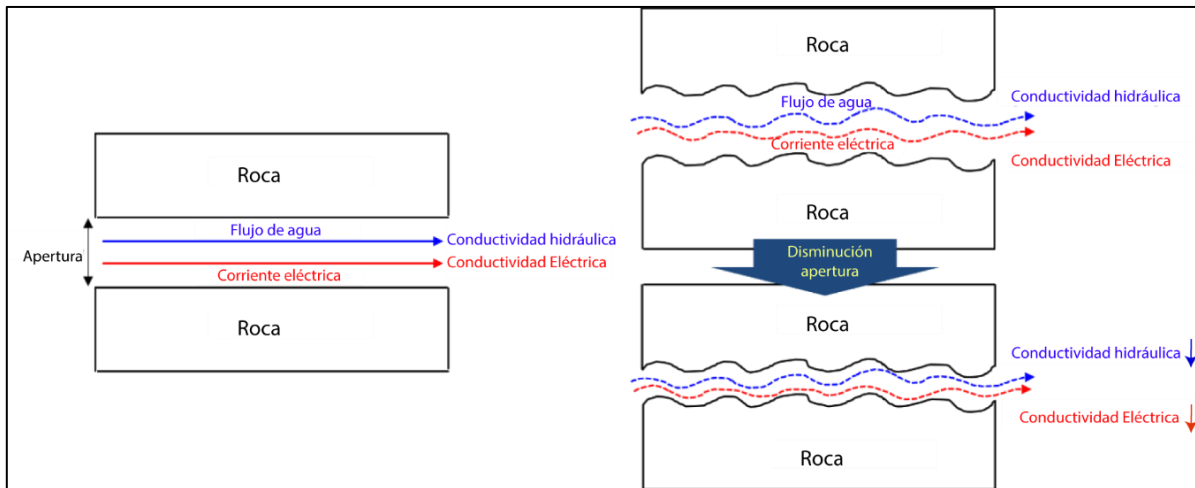


Figura 9-3. Mecanismo básico del monitoreo de la conductividad eléctrica. Modificado de Lee et al. (2021).

Kirkby et al. (2016) exploraron la relación entre la conductividad eléctrica y la permeabilidad, y encontraron que pequeños cambios en la apertura están asociados con grandes cambios tanto en la resistividad como en la permeabilidad de una fractura. Por otro lado, Lee et al. (2021) descubrieron las relaciones positivas no lineales entre los valores de resistividad y la geometría de la fractura. Se obtuvo que el valor de la conductividad eléctrica aumenta a una mayor apertura y menor rugosidad, pero que es más sensible a cambios en la apertura. Por esto, se concluye que el método de la resistividad/conductividad eléctrica podría utilizarse como un sistema de seguimiento a largo plazo para evaluar la estabilidad hidráulica de estructuras subterráneas profundas y reconocer cambios en la geometría y relleno de un macizo rocoso.

Finalmente, y a modo de conclusión, monitorear la conductividad eléctrica es importante para determinar la fuente de recarga del acuífero. Esto es especialmente importante monitorearlo considerando el caudal de bombeo en el estudio en pozos. Por ejemplo, si al aumentar el caudal de bombeo, aumenta la conductividad eléctrica, esto podría estar indicando una mezcla con una solución más mineralizada, que puede deberse a una fuerte interacción agua-roca. Además, la medida de la conductividad es ampliamente utilizada para determinar la calidad general del agua del pozo y evaluar los cambios temporales de esta (Michalski, 1989).

Capítulo 10: Modelación Numérica

Un modelo numérico es una representación de algún fenómeno natural expresado en forma matemática que permite una mejor comprensión de su comportamiento, el cual está regido por las ecuaciones asociadas a la dinámica del proceso. En el caso del flujo de agua subterránea, se debe tener especial cuidado en la representación del medio, ya que el modelado en roca fracturada es muy diferente a medios porosos homogéneos.

El modelado de flujo de agua subterránea puede ayudar a caracterizar el medio fracturado en todas las escalas, cuyas técnicas se utilizan para la gestión de aguas para una explotación sostenible, la predicción de los efectos de recarga y descarga y para estimar el efecto de la inyección de contaminantes. Y aunque cualquier modelo es una aproximación, un modelo bien diseñado puede ayudar a respaldar la toma de decisiones y con base en los resultados iniciales, se pueden identificar acciones específicas de recopilación de datos que refinan aún más el modelo y mejoran aún más su utilidad.

Por otro lado, en las rutas de flujo, los medios naturales presentan gran variedad de especies disueltas en el agua, provocando que el estudio del movimiento de cada una de ellas tenga en cuenta la hidrodinámica de las demás, lo que se conoce como transporte reactivo (C. Blanco et al., 2009). Por medio del modelado del transporte reactivo, se pueden relacionar las reacciones cinéticas con el tiempo de transporte del fluido en el medio e interpretar los procesos que pudieron originar las concentraciones de iones en el fluido actual. Por ejemplo, interpretar mezclas de agua, interacción agua-roca, etc.

Los acuíferos de roca fracturada se pueden representar en diversos modelos conceptuales, donde la dificultad radica en describir la heterogeneidad asociada a las fracturas. El comportamiento de estos acuíferos se puede describir por uno o más de los modelos que han sido desarrollados, y los principales son: (a) medio equivalente poroso, (b) red de fractura discreta (DFN), (c) medio de porosidad dual y (d) modelo continuo estocástico (SC) (Figura 10-1).

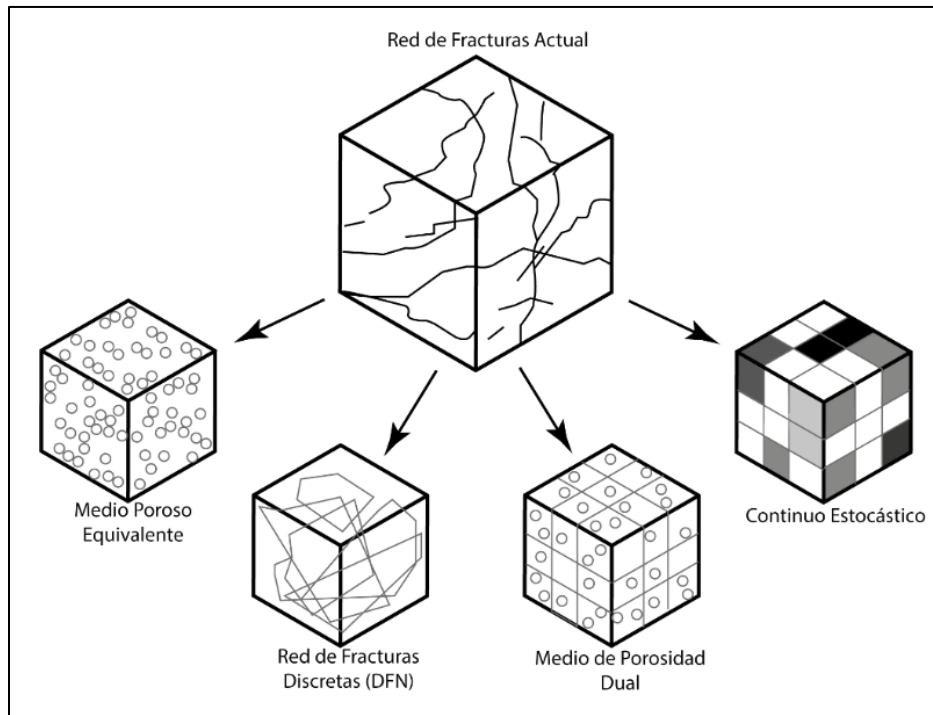


Figura 10-1. Representación del modelo de fracturas de acuerdo con los principales modelos conceptuales de roca fracturada. Modificado de Cook et al. (2003) y Singhal & Gupta (2010).

Describiendo un poco cada modelo, sus principales características son:

- **Modelo de Medio Poroso Equivalente (EPM):** Cuando el sistema rocoso posee una alta intensidad de fracturas interconectadas en varias direcciones, entonces se puede considerar que se comporta como un medio poroso estadísticamente continuo a escala regional, con propiedades hidráulicas equivalentes o efectivas. En este se puede definir un volumen elemental representativo (REV, por *Representative Elementary Volume*) caracterizado por parámetros hidráulicos efectivos (conductividad hidráulica, almacenamiento específico y porosidad), del cual se derivan los análisis para el sistema global.
- **Modelo de Red de Fracturas Discretas (DFN):** Esto modela el caso donde la permeabilidad intergranular es nula y el flujo de agua está determinado por red interconectada de fracturas discretas. En este trabajo se analiza con detalle este modelo por tener aplicaciones más amplias, junto con modelos híbridos, útiles para idealizaciones más cercanas a la realidad.
- **Modelo Medio de Doble Porosidad:** En este modelo se considera que la matriz de roca que contiene la red de fracturas también tiene cierta cantidad de permeabilidad intergranular (por ejemplo, areniscas), entonces el medio exhibirá dos características de flujo: una perteneciente a la red fracturada y la otra a la matriz de roca. El flujo a través de las fracturas va acompañado de intercambio de agua hacia y desde la matriz de roca porosa circundante.
- **Modelo Continuo Estocástico (SC):** El enfoque continuo estocástico se basa en la idea de que una formación puede describirse en términos de parámetros físicos (conductividad, almacenamiento específico, etc.) que varían en el espacio de acuerdo

con funciones aleatorias. Trata la heterogeneidad de los parámetros como un problema probabilístico. Los modelos de continuo estocástico (SC) utilizan bloques de un medio poroso equivalente (EPM) para representar bloques de roca fracturada.

Por otro lado, en la creación de un modelo se debe seguir la secuencia:

1. Definición del propósito del modelo (por ejemplo, modelar rutas de flujo, transporte de solutos, etc.).
2. Conceptualización del sistema.
3. Configuración del modelo (definición de los límites del modelo, los parámetros hidráulicos y físicos del acuífero, etc.).
4. Calibración y validación del modelo
5. Preparación y ejecución de simulación para escenarios de predicción.

Esta estructuración se presenta en la Figura 10-2, donde se relaciona la construcción de un modelo siguiendo la línea que se ha llevado en el desarrollo de esta memoria, incluyendo las metodologías para la exploración.

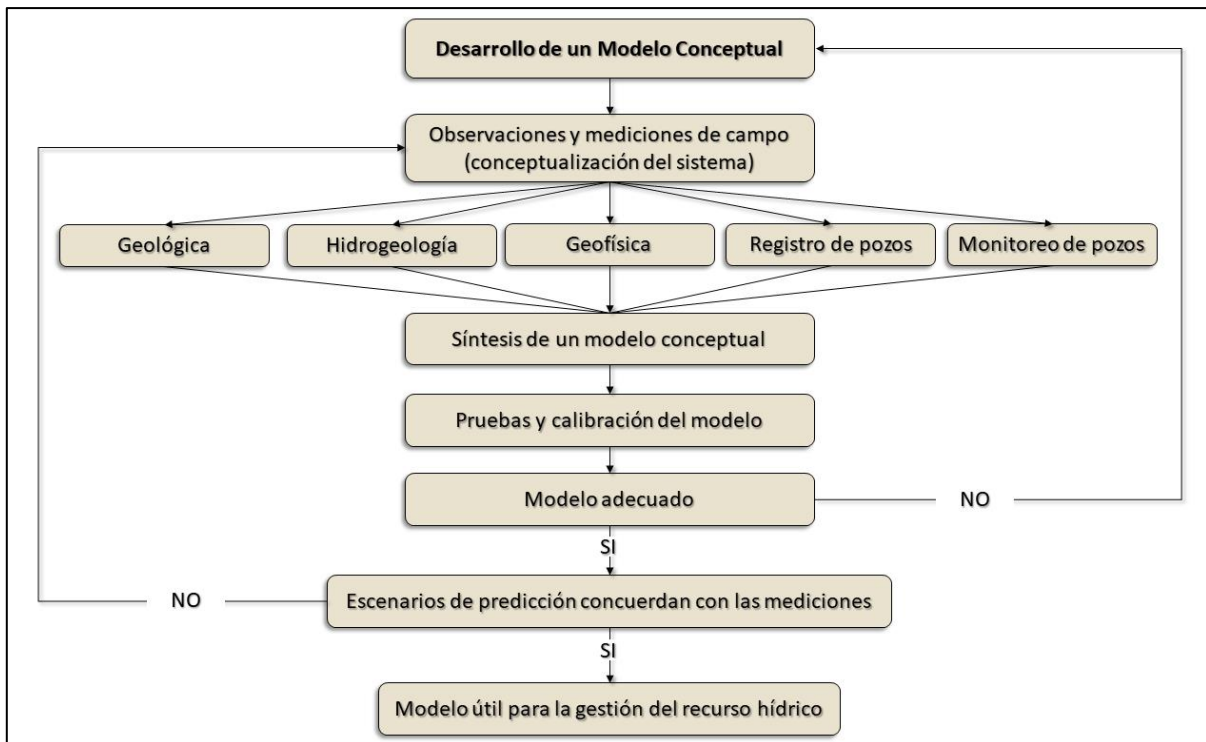


Figura 10-2. Pasos para la construcción de un modelo. Elaboración propia.

Por lo tanto, en este Párrafo se mencionarán los principales desarrollos actuales para modelar las redes de fracturas en un medio fracturado, las rutas de flujo y el transporte reactivo, con el fin de mostrar el último paso necesario para determinar las gestiones en el recurso hídrico que se ha estudiado.

10.1 Discrete Fracture Network (DFN)

Para el modelado de las propiedades de un macizo rocoso, existen tres enfoques matemáticos principales: métodos continuos, métodos discretos y métodos híbridos. El enfoque continuo asume la existencia de un elemento de volumen representativo (*representative elementary volumen*, REV) sobre el cual se pueden promediar los efectos de las fracturas individuales. A escala global, el macizo rocoso se modela luego como un continuo equivalente, cuyas propiedades efectivas se derivan del REV (Oda, 1986). Por el contrario, los métodos discretos requieren una representación explícita de la geometría y las propiedades de las fracturas discretas. Por esto, las fracturas se modelan matemáticamente como conjuntos de entidades geométricas, las denominadas redes de fracturas discretas (DFN), que representan las discontinuidades en el macizo rocoso real. Los métodos híbridos combinan los dos anteriores, donde la red de fracturas están insertas en un modelo continuo, entonces proporcionan una idealización más realista de la naturaleza con el tratamiento integrado del flujo lento en la matriz y rápido en las discontinuidades (Gyöngyi Karay & Hajnal, 2016).

El modelo DFN corresponde a una aproximación donde no existe permeabilidad intergranular y el flujo de agua subterránea se concentra en la red de fracturas, determinado por la geometría de la interconexión. El flujo es equivalente al flujo entre dos placas paralelas, donde su separación es la apertura de la fractura modelada. Este modelo se centra en la descripción de un macizo rocoso por la generación de una serie de objetos de fractura basados en la investigación de campo de las propiedades de la esta, como el tamaño, la orientación y la intensidad, que representan la geometría de la red de fracturas (Miyoshi et al., 2018) (Párrafos 4.6 y 5.6). Esta geometría está basada además en los antecedentes geológicos, análisis SIG y de teledetección, observación de afloramientos y testigos de roca, el registro de pozos y pruebas hidráulicas, y todos los pasos descritos en los Párrafos anteriores.

La caracterización estadística de las propiedades de las fracturas es muy importante y de acuerdo con Munier (2004), para la construcción del modelo se debe contar con la información de al menos las siguientes propiedades:

1. Orientación: Se expresa en términos de direcciones de buzamiento de fractura y se obtienen los datos de las mediciones muestreadas.
2. Distribución espacial: Se expresa el centro de la fractura en el espacio 3D.
3. Tamaño: Se expresa en términos del radio equivalente de la fractura, es decir, el radio de un círculo que tiene la misma área que el área superficial de la fractura poligonal.
4. Densidad: Se obtiene mediante el mapeo de superficie, de lineamientos y análisis fotográficos aéreos y para simplificar, se pueden modelar solamente las fracturas conductoras, identificadas en el registro de pozos y pruebas hidráulicas (pruebas de empacadores).
5. Forma: Las fracturas se consideran planas y poligonales y se analiza de qué forma se cruzan unas con otras.

Además, otras propiedades secundarias importantes y útiles para aplicaciones más específicas de este modelo son, de acuerdo a Singhal & Gupta (2010) y Miyoshi et al. (2018):

6. Transmisividad: Se define como la constante de proporcionalidad entre la densidad de flujo y el gradiente de carga hidráulica obtenida de las pruebas hidráulicas realizadas.
7. Capacidad de almacenamiento: Describe el cambio en el volumen de fluido contenido por unidad de área de la fractura, en respuesta a un cambio unitario en la presión.
8. Porosidad del sistema de fracturas: Se estima directamente como el producto de la intensidad de la fractura (expresada como área de fractura por unidad de volumen) y la apertura de almacenamiento de las fracturas.
9. Permeabilidad del sistema de fractura: Depende de la intensidad de las fracturas, la distribución de valores de la transmisividad y la interconectividad de la red de fracturas.

Los modelos DFN son muy adecuados para estudiar el flujo y el transporte de masa en masas rocosas fracturadas a pequeña escala y la representación explícita de la geometría de la trayectoria del flujo. Para lograr simular a escalas mayores, es recurrente que se utilicen modelos híbridos (Cook et al., 2003). Incluso la combinación de DFN con modelado SC (continuo estocástico) y modelado DP (doble porosidad) puede permitir la simulación del flujo y el transporte de solutos a escalas grandes (Singhal & Gupta, 2010). Además, en el modelo DFN grandes estructuras y fallas se pueden implementar en su posición real, pero fracturas de tamaño pequeño a mediano, que representan la gran mayoría en un macizo rocoso fracturado, no pueden describirse de manera determinista simplemente debido a su gran cantidad. Por esto, se adopta un enfoque estocástico, que describe la red de fracturas en función de propiedades estadísticas (Gottron & Henk, 2021) (Figura 10-3).

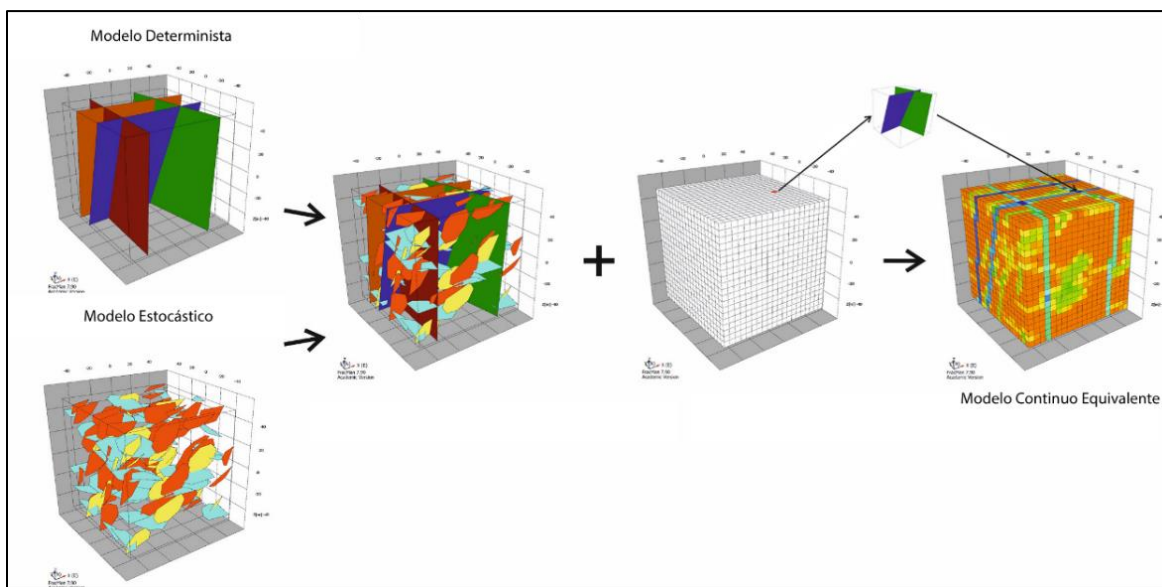


Figura 10-3. Combinación de modelos deterministas y probabilísticos para modelar a gran escala. Tomado de Gottron & Henk (2021).

Una limitación importante es que el enfoque DFN requiere una caracterización adecuada del sitio para describir los sistemas de fractura predominantes que controlan la hidrogeología. Esto implica la recopilación de datos de geometría de fracturas en lugares de muestreo bien distribuidos en toda la región que se va a modelar, incluso en profundidad, y la interpolación necesaria. Además, la simplificación e idealización de los datos de campo suele ser necesaria para simular regiones a gran escala. Además, el enfoque DFN es relativamente nuevo, por lo que las herramientas de modelado numérico para aguas subterráneas aún están en desarrollo (Gottron & Henk, 2021; Gy. Karay & Hajnal, 2015; Singhal & Gupta, 2010).

Actualmente, la plataforma FracMan (Golder Associates Ltd., 2017) es una de las utilizadas para el análisis DFN y permite la visualización en 3D de bloques formados por las discontinuidades que se cruzan.

10.2 Flujo

Al igual que los de medios porosos, los modelos de flujo en roca fracturada son representaciones de diferentes características del acuífero, tales como sus límites de recarga/descarga, conductividades hidráulicas, parámetros de almacenamiento, etc. Sin embargo, la anisotropía puede ser más extrema en rocas fracturadas que en medios porosos, por lo que los modelos de flujo tienen mayor dificultad.

Como se mencionó en el subpárrafo anterior, los modelos discretos, como DFN son capaces de modelar la geometría de las fracturas, mientras que los modelos continuos en parte ignoran la variabilidad en esta geometría y el sistema se representa como un continuo. Por lo tanto, una combinación de los modelos discretos deterministas con modelos estadísticos es útil para simular conductos y fracturas probabilísticas en caso de que no haya suficiente información acerca de la geometría. Si, además, esto es combinado con modelos continuos, se tiene un enfoque híbrido, es cual es más acertado para modelar flujo en un sistema natural a gran escala. Esto se debe a que se pueden tratar las fracturas como medios discretos donde el flujo tiene una alta velocidad; y la matriz se modela como un medio continuo, por donde también hay flujo pero una velocidad mucho más lenta y el tiempo de residencia mayor (Karay & Hajnal, 2015, 2016; Gallegos et al., 2013). Entonces la dificultad del problema está en representar el sistema en dos regímenes de flujo. Si bien el flujo en la matriz puede ser descrito por la ley de Darcy, esto no es siempre válido en las fracturas o conductos, ya que el flujo puede ser turbulento.

Este enfoque híbrido o dual fue desarrollado en primera instancia por Barenblatt et al. (1960), mientras que otros autores lo desarrollaron aún más hasta la actualidad (Karay & Hajnal, 2015; Senz, 1988; Warren & Root, 1963). Dentro de estos desarrollos, las herramientas más utilizadas son los softwares de modelados numéricos, tales como CAVE, TOUGH, MODFLOW-CFP, etc.

10.3 Transporte reactivo

Los medios naturales presentan gran variedad de especies disueltas en el agua, provocando que el estudio del movimiento de cada una de ellas tenga en cuenta la hidrodinámica de las demás. A esto se le conoce como transporte reactivo, es decir a la interacción entre los dos procesos que controlan el destino de los solutos en el agua: procesos de transporte (como difusión, advección, etc.) y procesos de reacciones químicas (como precipitación, disolución, etc.). Los modelos de transporte reactivo acoplan estos dos procesos que se producen a lo largo del recorrido del flujo. Los procesos de reacciones químicas se describen mediante ecuaciones algebraicas no lineales, mientras que el transporte de sustancias reactivas se describe mediante derivadas parciales. Con estos se puede estudiar la evolución química del agua a su paso por el subsuelo y gran parte se ha centrado en la evolución de la calidad del agua (MacQuarrie & Mayer, 2005; Steefel & Mäher, 2009), cambios en la permeabilidad como resultado de la disolución (Dreybrodt, 1990), o en el caso de Chile, para simular un sistema hidrotermal (Jara et al., 2018).

El modelo conceptual se basa en el hecho de que la recarga e infiltración de agua subterránea toma lugar principalmente a través de las fracturas y la composición del agua de las fracturas puede ser muy diferente al agua en la matriz, debido a que el flujo ocurre con mayor facilidad por las discontinuidades. En general, se pueden identificar tres zonas (Figura 10-4): Relleno de fracturas que consta de minerales secundarios, roca de la matriz meteorizada compuesta de minerales primarios, pero que también contiene minerales secundarios, y roca de la matriz relativamente no meteorizada que consiste principalmente en el conjunto mineral inicial (MacQuarrie & Mayer, 2005).

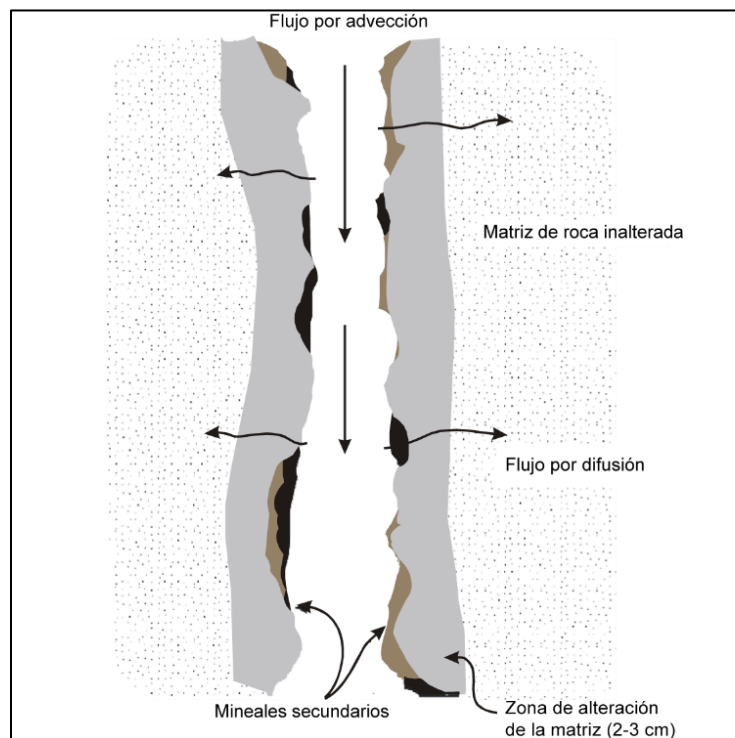


Figura 10-4. Esquema de las condiciones en la interfaz matriz-fractura. Modificado de MacQuarrie & Mayer (2005).

La interacción agua-roca puede provocar cambios en la porosidad dentro de las fracturas y en la matriz debido a la disolución de minerales primarios y la formación de fases secundarias como por ejemplo, arcillas y óxidos e hidróxidos de hierro, que posteriormente provocarán cambios en la permeabilidad y afectarán el régimen de flujo de las aguas subterráneas (Spycher et al., 2003; Steefel & Mäher, 2009).

Las cosas necesarias para la construcción de un modelo de transporte reactivo son (MacQuarrie & Mayer, 2005):

1. Ecuaciones que determinen el movimiento de fluidos
2. Ecuaciones de transporte para múltiples especies minerales
3. Un sistema de ecuaciones (generalmente no lineales) que describen reacciones que ocurren dentro de una sola fase (reacciones homogéneas) y aquellas que involucran constituyentes de dos o más fases (reacciones heterogéneas).

Usualmente en las aplicaciones de modelado de transporte reactivo, es necesario asumir que el sistema puede idealizarse como un continuo, lo que implica asumir un volumen elemental representativo (REV) (Steefel et al., 2005), el cual define las propiedades del sistema como porosidad, concentraciones de soluto, etc. Sin embargo, en sistemas fracturados una descripción de una única formulación continua no puede capturar las características de un sistema heterogéneo fracturado. En consecuencia, se deben utilizar conjuntos jerárquicos de continuos, al igual que para el modelo de la red de fracturas, con cada escala de longitud característica representada por un continuo diferente que se acopla al siguiente continuo en la jerarquía. Estos modelos se denominan continuos de interacción múltiple o, en el caso de dos continuos, modelos continuos duales (Pruess, 1985).

El modelado de transporte reactivo puede ayudar a interpretar el transporte de solutos, procesos fisicoquímicos asociados al transporte del fluido, interacción fluido-roca, entre otras cosas.

Tomando un ejemplo de Chile, en la mencionada zona de estudio en la Cuenca de Aconcagua, Jara et al., (2018) utilizaron el software CrunchFlow (Steefel, 2009) de modelado de transporte reactivo para simular la interacción agua-roca en los sistemas geotermales de la zona. De esta manera comprender la alteración resultante de las reacciones fisicoquímicas presentes en la migración de fluidos en la zona cordillerana fracturada producto de los esfuerzos asociados a la falla Pocuro.

Parte III

Capítulo 11: Discusiones y conclusión

11.1 Discusiones

11.1.1 Discusiones Generales

Mundialmente las problemáticas asociadas al cambio climático, la creciente demanda de agua por aumento de la población y crecimiento económico, y los problemas de contaminación, han propiciado una tendencia en que el agua subterránea ha aumentado su importancia como fuente de abastecimiento. Los acuíferos, que almacenan y permiten el flujo de agua subterránea, pueden encontrarse en diferentes tipos de rocas. En esta memoria de título se analizan los acuíferos en roca fracturada y se desarrolla en torno a las metodologías para su exploración. El desarrollo de estas metodologías se considera necesario, pues se vive un contexto en el que las necesidades de investigar y explorar con mayor profundidad los acuíferos en rocas fracturadas, está en crecimiento. Si bien existen múltiples evidencias de su existencia, los recursos hídricos subterráneos en rocas fracturadas no están completamente entendidos. Esto aplica especialmente a Chile, donde los estudios hidrogeológicos se han centrado en una pequeña parte de la superficie. Para entender estos recursos, en primer lugar, se deben investigar. Hasta el momento no existe una sistematización para la exploración de estos, pero en este trabajo se propone una estructuración en diferentes etapas que garantizan una eficaz exploración para una posterior evaluación y correspondiente gestión.

Con el fin de sintetizar los resultados, se presenta la Figura 11-1, que resume las etapas propuestas con las metodologías que es posible aplicar en cada una.

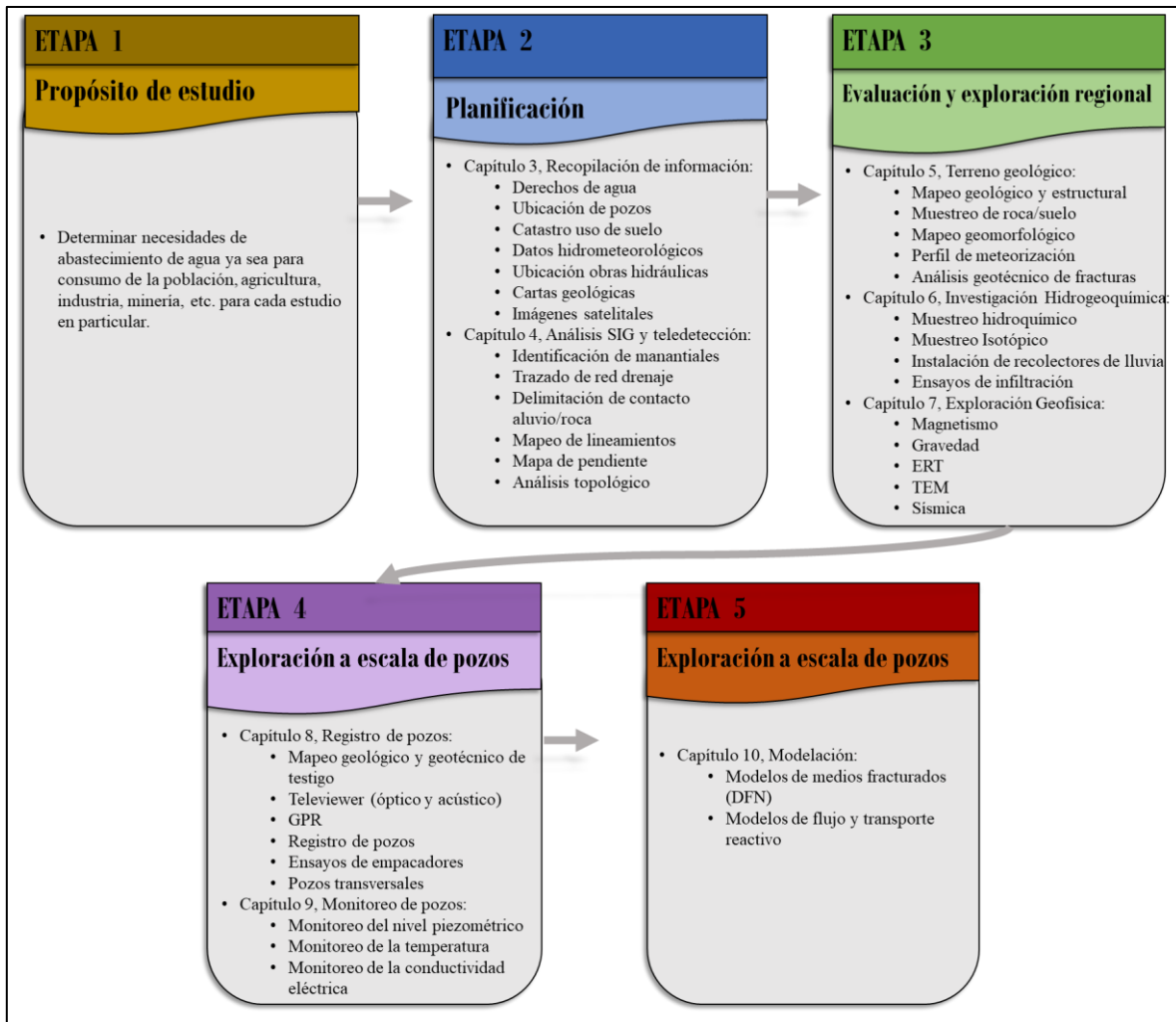


Figura 11-1. Síntesis de las etapas propuestas.

En primer lugar, es necesaria una descripción del propósito de estudio en una zona, como, por ejemplo, el abastecimiento de agua para el consumo humano, uso en agricultura, en minería, entre otros. Luego se requiere de una planificación, entregada por la recopilación de información, y el análisis SIG. La recopilación de información permite tener un presupuesto y diagnóstico preliminar de agua mediante el estudio de todos los parámetros que influyen en el balance hídrico de una cuenca, el conocer la situación de disponibilidad de derechos de agua y el estudio de los antecedentes geológicos respecto a la geología del sitio. Por otro lado, el análisis SIG otorga la ubicación de lugares estratégicos para la exploración, ya que se reconocen manantiales donde aflora el agua subterránea, el análisis de la red de drenaje entrega características de la permeabilidad del subsuelo y la pendiente entrega direcciones de flujo; pero lo principal es que con el mapeo de lineamientos y el análisis topológico se adquiere una primera aproximación del flujo subterráneo, sus rutas, zonas de recarga/descarga y la interacción del agua entre el contacto aluvio/roca, muy importante en las zonas de frente de montaña a lo largo del país.

Los análisis anteriores se consideran una herramienta poderosa para la estimación preliminar adecuada del movimiento y presencia del agua subterránea en los sectores de rocas

fracturadas, por lo que se puede avanzar a la exploración en terreno. En la sección de evaluación y exploración la ocupación consiste en el terreno geológico, la investigación hidrogeológica en este terreno y la exploración mediante pruebas geofísicas. Mediante el terreno geológico se reconocen las secuencias litológicas de la zona de estudio con las diferentes fracturas y las características de estas, tales como orientación, apertura, longitud, densidad y relleno; además con la geomorfología se pueden describir distintos accidentes geográficos asociados a la acumulación y almacenamiento de agua, tales como remociones en masa, quebradas, valles o cerros isla. Una parte importante del mapeo es el registro de la acción de la meteorización, ya que este es capaz de crear fracturas donde se almacena agua. En la etapa de terreno se realizan también los análisis hidrogeológicos mediante técnicas geoquímicas e isotópicas que permiten determinar la fuente del agua, zonas de recarga, mezcla de agua y su edad. Por su parte, con recolectores de lluvia y ensayos de infiltración es posible determinar el alcance del flujo subterráneo de las precipitaciones luego de que se infiltren. En esta etapa de exploración, las técnicas geofísicas son muy útiles para determinar las características hidrogeológicas regionales, cuya interpretación confiable debe tener en cuenta el conocimiento previo de la geología del área. Respecto a estos estudios, es esencial que no se realicen de forma aislada, si no que estén integrados con los datos geológicos, hidrogeológicos, estructurales y geoquímicos del subsuelo, ya que con estos se puede confirmar la presencia de fallas, pliegues, zonas de contacto, presencia de agua, presencia de contaminantes, etc.

Para una exploración más local y entrando de lleno al ambiente subterráneo, se puede pasar a la realización de pozos, con las diferentes técnicas de registro y monitoreo y donde además se pueden aplicar todos los estudios anteriores a una escala más detallada. En primera instancia, el resultado más directo de una perforación es la recuperación del testigo de roca, cuya descripción permite caracterizar algunas características de las discontinuidades y la matriz de la roca pudiendo realizar ensayos para determinar algunas propiedades hidráulicas. Sin embargo, los parámetros obtenidos en un testigo de roca no son siempre representativos del sistema en su totalidad, por ser solo un pequeño volumen de roca. Debido a esto se aplican diferentes pruebas para determinar las características hidráulicas del subsuelo. Dentro de estas técnicas se encuentra el Televiwer, los perfiles de pozo y el radar de penetración terrestre, útiles para analizar la variación de diferentes parámetros en profundidad, tales como la densidad y orientación de fracturas, la resistividad, temperatura, etc. Por otro lado, cuando se tiene la posibilidad de utilización de más de un pozo, las técnicas de pozos transversales son útiles para estimar propiedades generales de grandes volúmenes de roca y también el grado de interconectividad.

Una vez realizadas estas técnicas que en su mayoría son geofísicas, usualmente en los pozos se realiza un monitoreo, que implica mediciones en un tiempo prolongado ya sea en condiciones de bombeo o ambientales para tener las condiciones de nivel, caudal, temperatura y conductividad eléctrica para determinar posiblemente zonas de recarga, y el comportamiento hidráulico del acuífero.

Finalmente, para la evaluación y futura gestión del recurso hídrico, se debe contar con los modelos que representen con la mayor confiabilidad posible la realidad del acuífero. Por eso, se consideran muy útiles los diferentes modelos para rocas fracturadas presentados que han sido desarrollados recientemente.

La metodología de exploración planteada en esta memoria de título es consistente con las utilizadas a nivel mundial en diferentes regiones del mundo y a continuación se mencionarán algunos de los estudios de diferentes autores para demostrar esto.

Por ejemplo Roques et al. (2014a y b), estudian el comportamiento hidrogeológico de una falla permeable sub-vertical en un basamento cristalino en Brittany, Oeste de Francia. En primera instancia, realizan las revisiones bibliográficas de la geología del área, incluyendo litologías, estructuras y geomorfologías. Además, la falla estudiada es reconocida mediante un mapeo de lineamientos, parte importante de los métodos para la planificación descrita en este trabajo. Luego esto, para el reconocimiento de las estructuras geológicas locales, se realiza un análisis estructural que incluye topografía, un mapeo geológico y un análisis geofísico con tomografías eléctricas y sísmicas. Teniendo las ubicaciones definidas por la observación de lineamientos, se perforaron pozos profundos y se describieron los testigos de roca para complementar el análisis de las fracturas. Utilizando los pozos, se describe el comportamiento del sistema subterráneo bajo condiciones ambientales y de bombeo; durante las pruebas de bombeo, se realizaron varios experimentos y mediciones complementarios para investigar las interacciones de flujo entre los diferentes depósitos e identificar los procesos de mezcla. Estas mediciones incluyeron monitoreo de nivel de agua, registros de temperatura y flujo en pozos únicos y transversales, pruebas de trazadores, hidroquímica e isotopía. En este estudio los análisis combinados de este experimento multidisciplinario se utilizan para desarrollar un completo modelo conceptual hidrogeológico, demostrando la utilidad de las metodologías utilizadas. Este modelo se presenta en la Figura 11-2. De este se pudo interpretar que en condiciones ambientales la falla permite la descarga de agua antigua regional en dominios acuíferos superficiales; y en condiciones de bombeo la mayor parte del flujo (70%) proviene de dominios superficiales y de la vecindad de la zona de falla, con un área de recarga ubicada en la superficie principalmente a lo largo de la zona de falla.

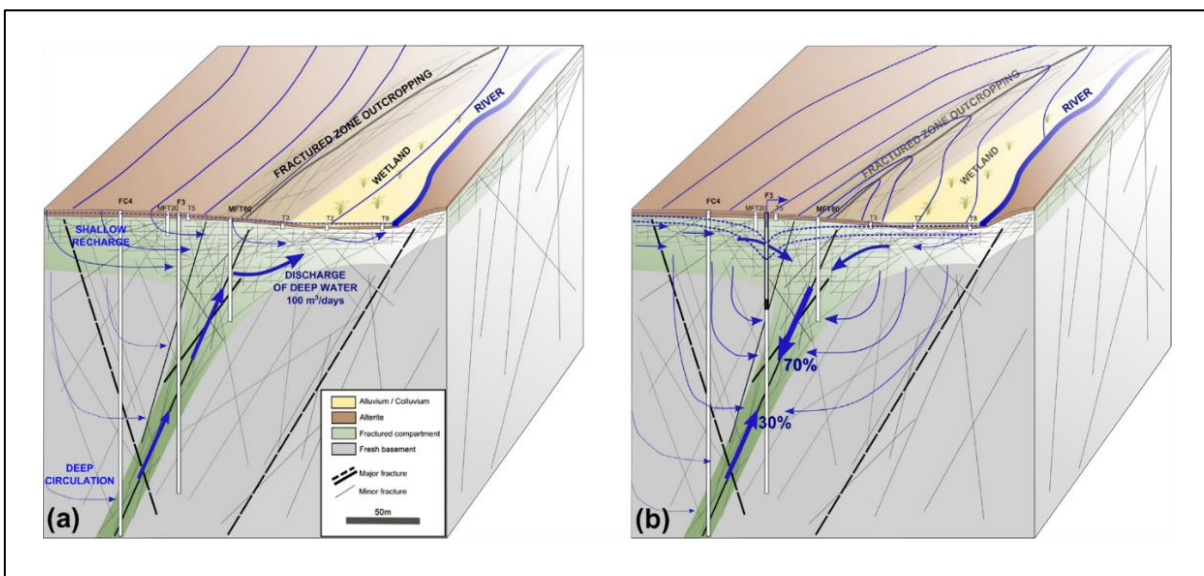


Figura 11-2. Modelo conceptual del flujo subterráneo en basamento cristalino fracturado en la zona de estudio de St-Brice en Coglès, Francia. (a) Condiciones ambientales y (b) condiciones de bombeo. Tomado de Roques et al. (2014).

Otro ejemplo de técnicas multidisciplinarias en un sitio de Francia, es entregado por Le Borgne et al. (2006a, 2006b), Dorn et al. (2011, 2012, 2013) y de La Bernardie et al. (2018), entre otros autores, donde por poco más de 10 años se ha estudiado un acuífero en una formación granítica en la localidad de Ploemeur (Figura 11-3 (a)). En este se han utilizado metodologías como registro de medidores de flujo, pruebas de empacadores e inyección de trazadores para identificar fracturas permeables y bien conectadas entre pozos (Le Borgne et al., 2006a, 2006b). Además de pruebas de radar de penetración terrestre en pozos únicos y transversales y Televiewer ópticos y acústicos para caracterizar la geometría de la red de fracturas y propiedades del transporte (Dorn et al., 2011, 2012, 2013). Y se han desarrollado nuevos métodos hidrogeofísicos de monitoreo de la temperatura con experimentos de inyección de calor (de La Bernardie et al., 2018; Read et al., 2013), para determinar las propiedades del flujo y transporte en el acuífero. Un ejemplo de uno de los estudios, es entregado por Klepikova et al. (2014), en el que mediante pruebas de bombeo en pozos transversales, interpretan el patrón de propiedades hidráulicas de fractura y conectividades entre los pozos (Figura 11-3 (b)). El ejemplo de Ploemeur muestra cómo se pueden combinar múltiples conjuntos de datos a diferentes escalas para caracterizar y modelar sistemas heterogéneos de aguas subterráneas. Además, se destaca el interés de utilizar sitios específicos como observatorios hidrogeológicos para probar la eficacia de nuevas metodologías de investigación, evaluar la relevancia de modelos numéricos y mejorar el conocimiento sobre los sistemas de agua subterránea.

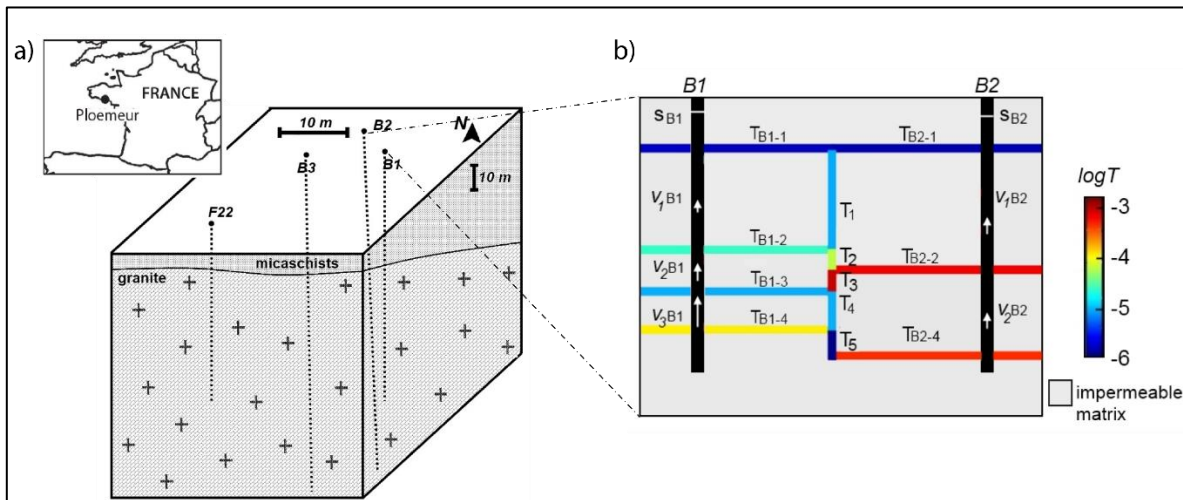


Figura 11-3. a) Zona de estudio y modelo geológico del acuífero de Ploemeur, y b) ejemplo de resultados del estudio de monitoreo de temperaturas en pruebas de bombeo para determinar el patrón de la interconexión de fracturas. Tomado de Klepikova et al. (2014).

Algunos estudios, en particular los de Dewandel et al. (2006, 2011) y Lachassagne et al. (2011, 2021) realizados principalmente en un acuífero granítico en Hyderabad, India, demostraron el rol de la meteorización como un proceso que impulsa el desarrollo de un importante recurso de agua subterránea en rocas duras, debido a que impulsa la creación de fracturas y luego de acuíferos. Para realizarlo, en primera instancia se excavaron más de 40 pozos de observación, en los que se aplicaron sondeos eléctricos verticales (SEV), para caracterizar la estructura del acuífero y pruebas de bombeo con mediciones de caudalímetro,

para determinar las propiedades hidráulicas de cada capa del perfil de meteorización (Dewandel et al., 2006). A partir de sus investigaciones, se propone un modelo conceptual hidrogeológico 3-D generalizado de acuíferos de tipo granítico (Figura 11-4). En estudios posteriores, se utilizaron además técnicas geofísicas de tomografías de resistividad eléctrica a modo de caracterizar tanto la estructura de las formaciones geológicas como la geometría del perfil de meteorización cerca de una intrusión de una veta de cuarzo (Dewandel et al., 2011).

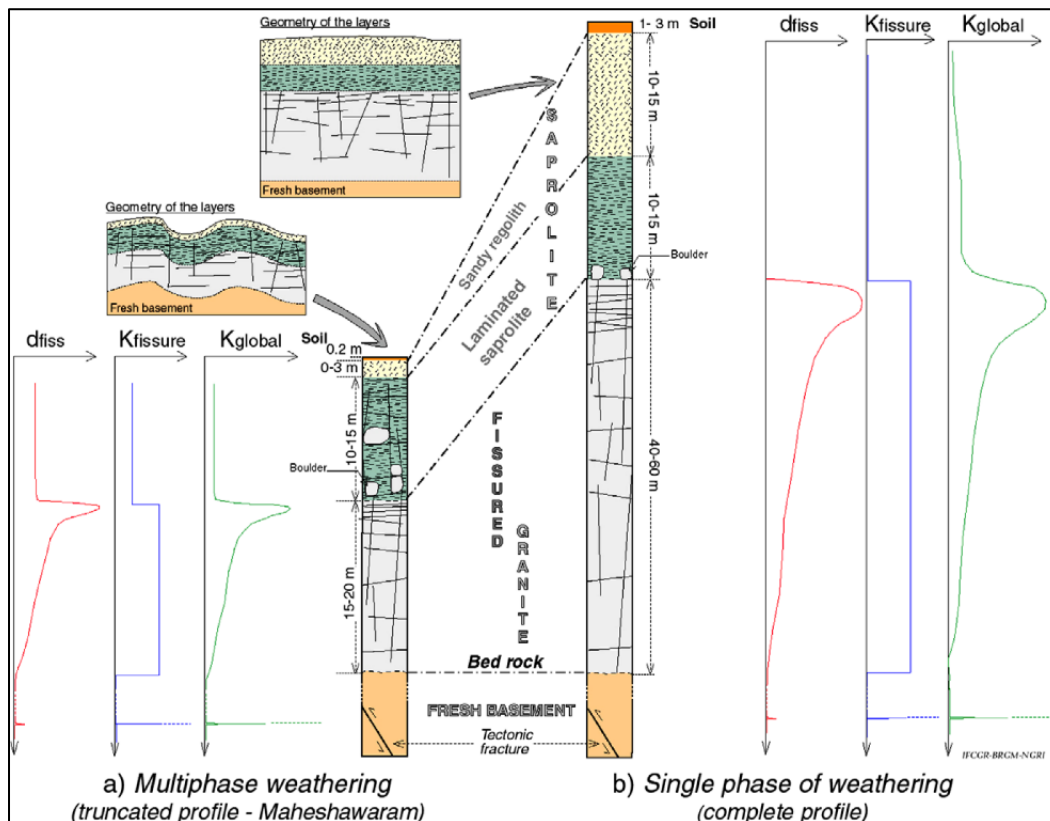


Figura 11-4. Modelo conceptual hidrogeológico tridimensional generalizado de acuíferos graníticos controlados por meteorización monofásica o multifásica. (a) Perfil de la zona de estudio de Dewandel et al. (2006): meteorización multifásica (b) Perfil clásico: meteorización única. dfiss: densidad de fisuras conductoras, Kfiss: conductividad hidráulica de fisuras y Kglobal: conductividad hidráulica equivalente de la capa. Tomado de Dewandel et al. (2006).

Finalmente, en Chile son recientes los estudios en rocas fracturadas, pero se han aplicado estas metodologías de exploración en algunas zonas como, por ejemplo, la mencionada cuenca del Aconcagua. En esta zona de frente cordillerano, donde la ocurrencia de manantiales perennes sugiere el flujo de agua por las rocas fracturadas (Benavente et al., 2016), se realizaron metodologías de hidroquímica e isotopía (Taucare et al., 2020a), análisis topológico de densidad y conectividad de fracturas (Taucare et al., 2020), estudios geofísicos de gravimetría y tomografías de resistividad eléctrica (Figuroa et al., 2021a), incluidas campañas de terreno y todos los mecanismos de análisis de los datos obtenidos. Dentro de los principales resultados para esta zona de estudio se tiene que a lo largo de este frente cordillerano ocurren procesos de recarga focalizada desde el bloque de montaña al acuífero aluvial (Figura 11-5). Esta recarga focalizada ocurre principalmente por fallas oblicuas que

cortan a la zona de falla principal N-S, formando conductos de fracturas abiertas que transmiten el agua subterránea. Mientras, las fallas N-S se estiman como una barrera hidráulica que no permite la recarga difusa al estar rellena de materiales arcillosos. Además, se destaca el rol de los canales de irrigación que aportan también a la recarga focalizada de los acuíferos del valle. Respecto a estudios en un futuro, aún se requiere más investigación para mejorar la cuantificación de la recarga de aguas subterráneas y para caracterizar la vulnerabilidad de las aguas subterráneas a los cambios hidroclimáticos (Taucare et al., 2020b).

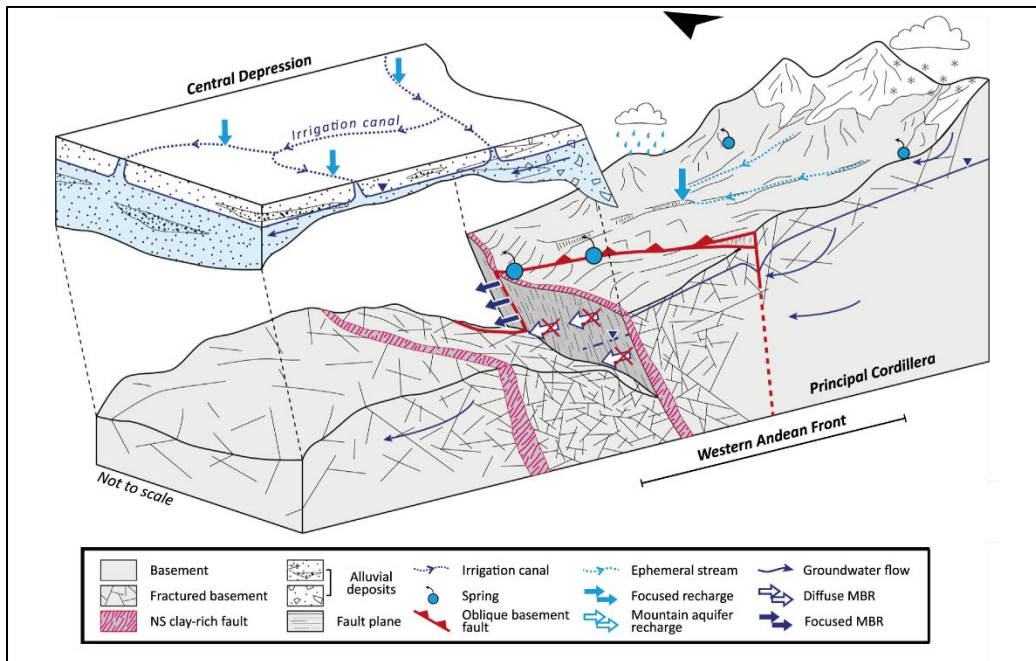


Figura 11-5. Modelo conceptual de la recarga de agua subterránea desde la Cordillera Principal a los acuíferos de la Depresión Central, controlada por las fallas del frente de montaña. Tomado de Figueroa et al. (2021), modificado de Taucare et al. (2020).

Para finalizar las discusiones generales, luego de la validación de las metodologías presentadas. Se considera que esta memoria de título, al tratarse de una sistematización para la exploración de rocas fracturadas, en el que se entrega una guía paso a paso, puede ser propuesta como un manual metodológico. Cabe destacar que muchas de las técnicas presentadas están aún en desarrollo y es necesario que el país no se quede al margen de este, ya que, en toda su extensión, se puede considerar que Chile es un laboratorio natural, donde las rocas fracturadas tienen gran predominio.

11.1.2 Prioridades de las metodologías propuestas

A modo de discusión, también es importante destacar que para la realización de una exploración exitosa es importante distinguir qué metodologías son adecuadas en cada etapa para el propósito de estudio en particular. Esto quiere decir que no es necesario ni adecuado realizar todas metodologías de cada etapa, ya que algunas podrían ser redundantes y acercando esto a la realidad, los presupuestos son limitados. Por lo que se destaca la necesidad de seleccionar las técnicas y aplicaciones que sean más oportunas para cada objetivo específico de estudio. Por esto, se presentan las diferentes prioridades de cada metodología y la utilidad que tiene su aplicación. Las tablas de prioridades se realizan de los pasos 2, 3 y 4 ya que corresponden a métodos que buscan responder preguntas específicas en una exploración, y se encuentran en las Tablas 13-1, 13-2 y 13-3 en Anexo. Luego de identificar que preguntas específicas responde cada metodología, es posible elaborar un diagrama de flujo a ser utilizado por quienes utilicen esta guía con las principales interrogantes que se buscarían resolver en la exploración, evaluación y gestión de los recursos hídricos en medios fracturados, que, debido a su extensión, es separado en las Figura 11-6, 11-7, 11-8 y 11-9.

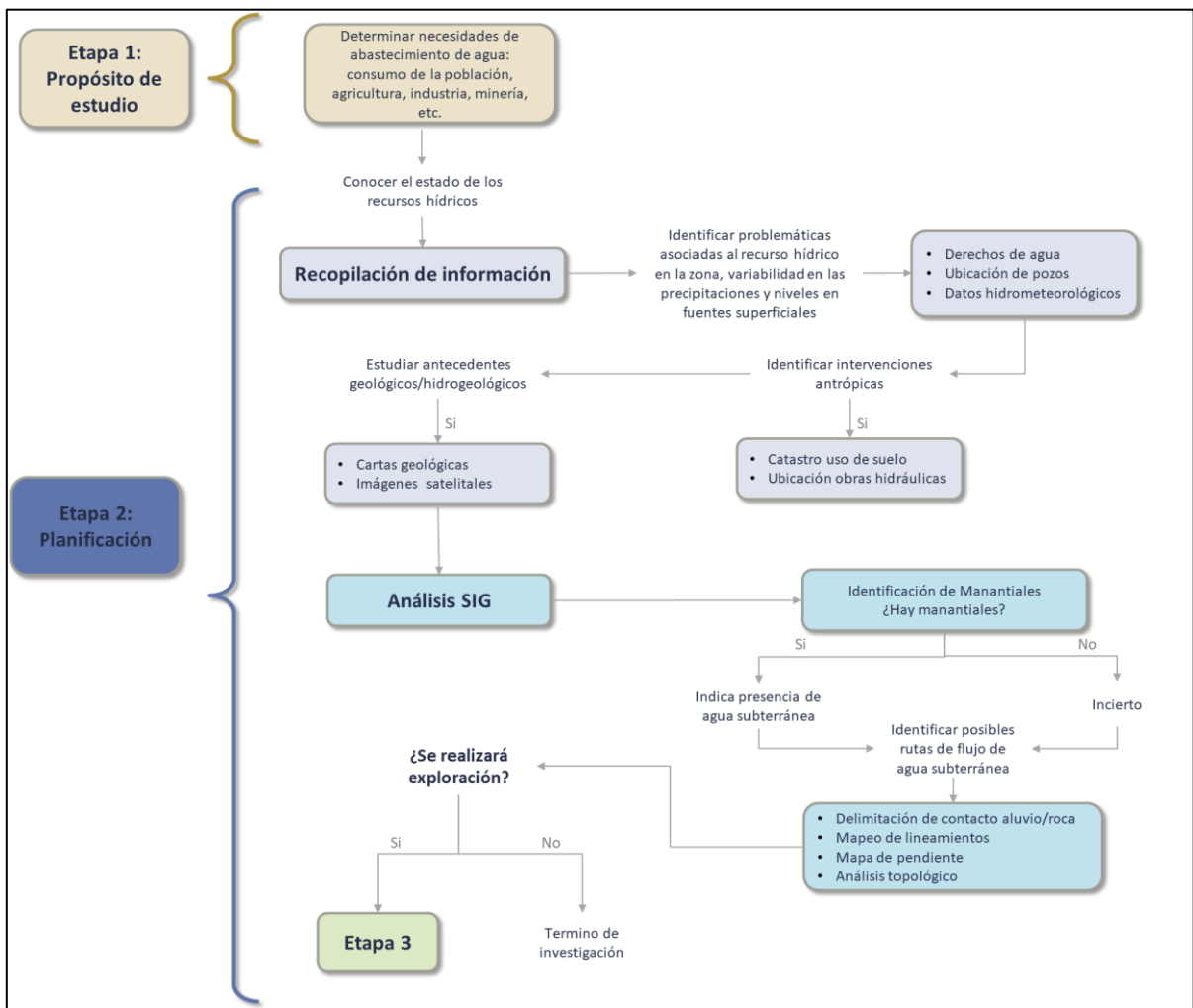


Figura 11-6. Diagrama de flujo para la realización de las etapas 1 y 2.

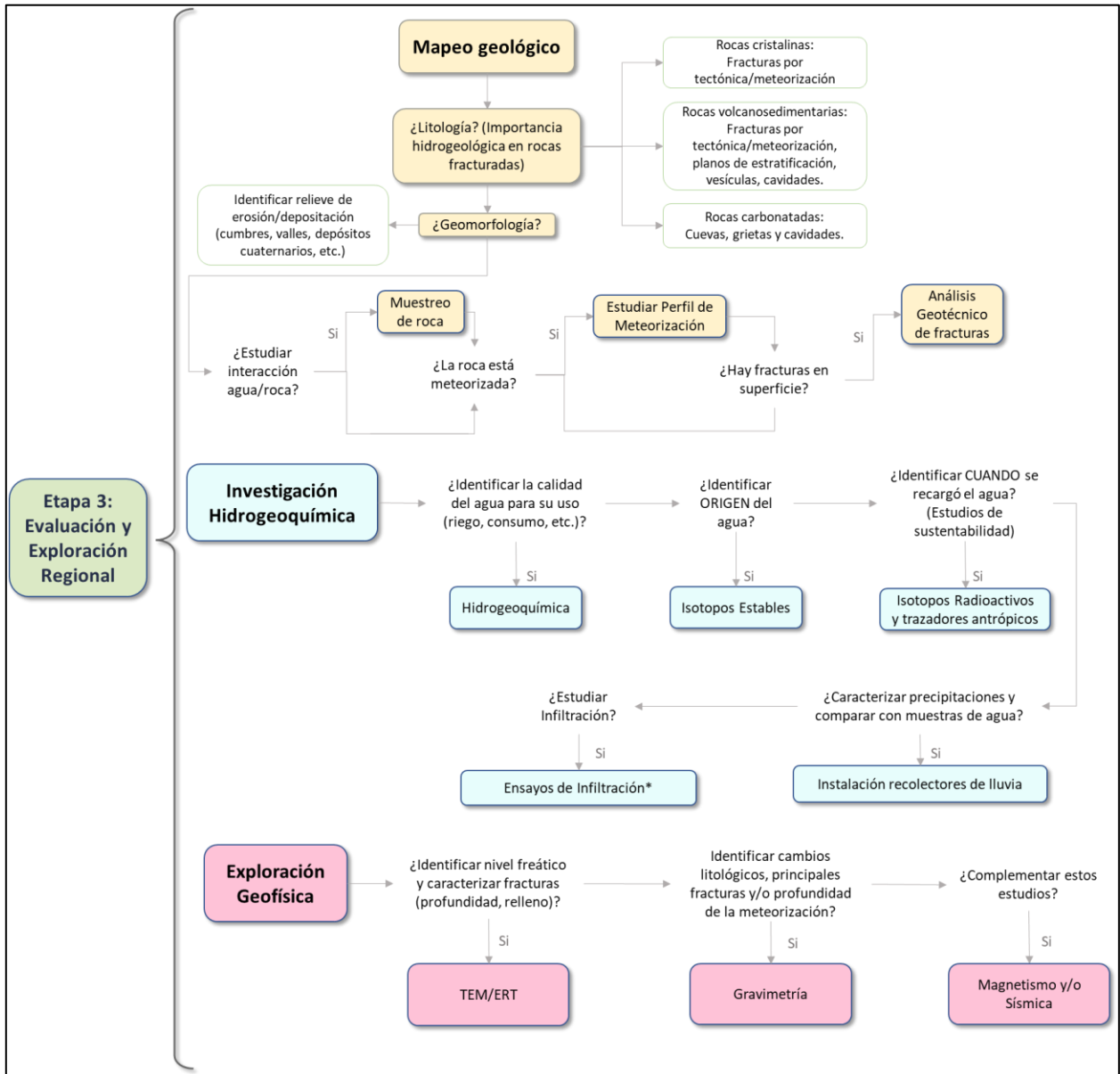


Figura 11-7. Diagrama de flujo para la realización de la etapa 3.

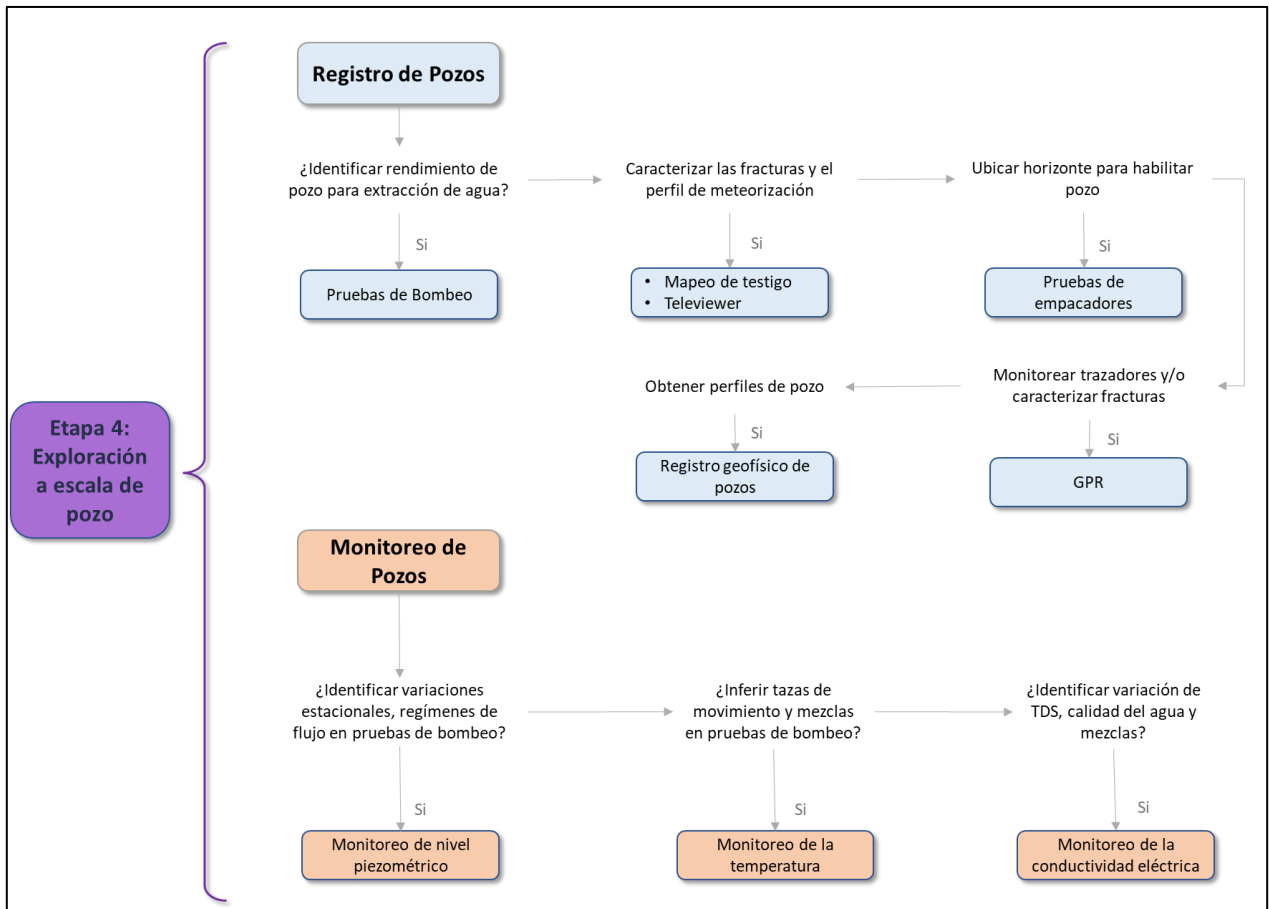


Figura 11-8. Diagrama de flujo para la realización de la etapa 4.

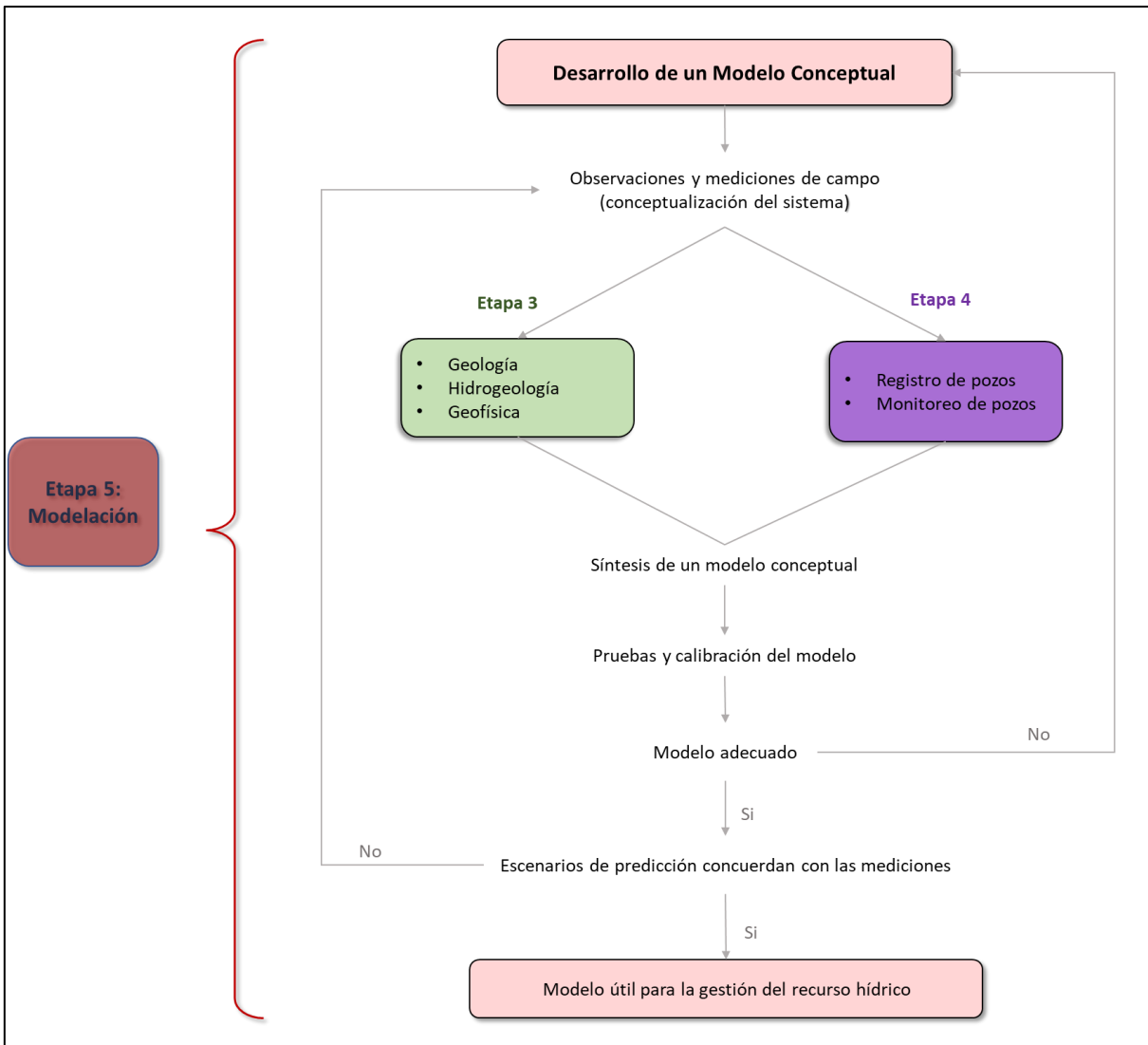


Figura 11-9. Diagrama de flujo para la realización de la etapa 5.

11.1.3 Discusiones específicas por Párrafo

En primer lugar, respecto a las discusiones del Párrafo 3, Recopilación de información, se pudo observar que en Chile el marco jurídico de los recursos hídricos queda establecido por el Código de Aguas, esta legislación define al agua como un Bien Nacional de uso público y obliga al Estado a asumir una tutela especial sobre este recurso. Los derechos de aprovechamiento son otorgados por el Estado y pasa a constituir parte del patrimonio de aquellos que lo recibieron. De esta forma, este derecho de aprovechamiento se transforma en un bien económico que puede ser negociado en el mercado y el estado debe velar por que asignación de derechos se realice de forma sustentable. Sin embargo, las leyes que regulan el acceso utilización y gestión del recurso hídrico han llevado a graves problemas en la concentración de las propiedades de aguas, sobreexplotación de acuíferos subterráneos, degradación ambiental y desertificación. A estos problemas en la gestión y gobernanza del recurso hídrico, se suman también el cambio climático y la mega sequía, agravando la situación. Debido a esto, en los últimos años, el incremento de estas problemáticas ha generado llamados a la responsabilidad y ética sobre este bien. Con esto, se recalca la importancia de generar conciencia no sólo en las entidades reguladoras, sino también en los propietarios y solicitantes de los recursos, volviendo a cuestionamientos acerca del valor y los cuidados que se necesitan actualmente sobre el agua. En este ámbito se destaca la importancia de fomentar una educación de calidad a la que toda la población pueda acceder, generando concientización sobre el recurso hídrico. Información que contemple su importante valor, los problemas y las soluciones que se pueden implementar en torno a este.

Por otra parte, como la información confiable y accesible es la base para una correcta toma de decisiones, se requiere impulsar una mejora en el sistema de gestión de información respecto al recurso hídrico en las cuencas del país, ya que actualmente, la información es dispersa y está superpuesta en múltiples organismos, dificultando su acceso. Por esto se propone que exista un organismo único encargado de sistematizar la información, que esta sea de libre acceso y contemple una actualización regular, ya que se considera necesario que la información vinculada a los recursos hídricos se genere y comparta. Además, en esto es necesaria la participación de privados para lo que se propone una red de monitoreo en que sea obligatoria la entrega de datos respecto a los DAA y el estado de los recursos hídricos, y así facilitar la cooperación de múltiples agentes. Además de la información, mejoras en la fiscalización y control de los DAA podrían ser muy útiles para la protección de las reservas existentes y que se garantice un uso sustentable a través del cumplimiento de la legislación.

En otros términos, y para finalizar las discusiones de este Párrafo, se destaca que el ambiente subterráneo es complejo, sometido a entradas y salidas variables y cambiantes, según una disposición tridimensional, con diversos cuerpos de agua de diferente calidad que se mueven, se mezclan en sus bordes, se dispersan y se difunden. Además, la mayor complejidad se debe a que es un recurso que no se encuentra a simple vista. Por esto es necesario de un estudio en detalle de todos los factores que influyen en el balance hídrico de una cuenca y así estimar de la mejor forma posible la cuantificación del recurso. Sumado a la complejidad de su análisis, existe una compleja administración del agua en Chile que separa el agua superficial de la subterránea, aun siendo que en la naturaleza se encuentren estrechamente enlazadas.

Respecto al Párrafo 4, se destaca la utilidad de los Sistemas de Información Geográfica para procesar los datos de observación de diferentes satélites, estaciones terrestres, GPS, etc. Los SIG tienen aplicaciones muy diversas para la realización de estudios de manera remota que permiten manipular la información de formas que, en años anteriores, solo se hubiesen podido llevar a cabo con una gran inversión de tiempo, esfuerzo y recursos humanos. Si, además, su uso es combinado con mecanismos de teledetección, se consideran herramientas muy útiles para hacer más rápida y económica la obtención e interpretación de información geológica, incluso de sectores inaccesibles. Se destaca su utilización para reconocer la ocurrencia de agua subterránea en rocas fracturadas, como por ejemplo mediante el reconocimiento de manantiales; si además se correlaciona la ubicación de estos con la topología, es posible interpretar caminos y direcciones del flujo subterráneo.

Si bien estas herramientas de SIG y teledetección son muy poderosas, en ocasiones su uso puede ser controversial, por ejemplo, para el mapeo de lineamientos y reconocimiento de estructuras a pequeña escala, ya que pueden existir errores asociados. Por esto, se recomienda que siempre su uso sea acompañado de observaciones en terreno. Esto abre paso a las discusiones de los Párrafos 5 y 6, de investigaciones geológicas e hidrogeológicas en campo, y se recalca la importancia de estos estudios y el poder que tienen en identificar en la práctica las estimaciones previas. Además, los análisis que se pueden realizar son irremplazables y muy útiles por sí solos para estudiar en parte la dinámica de agua subterránea a gran escala; por ejemplo, con la toma de muestras para estudios geoquímicos e isotópicos de rocas y agua, es posible determinar áreas de recarga, características de la interacción agua-roca, etc.; o mediante el análisis geotécnico de fracturas, se reconoce in situ sus cualidades como el relleno, apertura, etc.

Respecto a los Párrafos referidos a una investigación a una escala más local (7, 8 y 9), se destacan los avances en la geofísica para la exploración aplicadas tanto en superficie como en el subsuelo a través de pozos. La geofísica aplicada es una tecnología que permite la reconstrucción del subsuelo mediante la interpretación de diferentes parámetros físicos de los materiales y sus discontinuidades y se considera muy poderosa para resolver gran parte de los problemas de los acuíferos en roca fracturada: caracterizar su heterogeneidad en profundidad. Aunque por lo general la implementación de estudios geofísicos requiera un gasto importante, su implementación en algunos casos podría resultar determinante en la evaluación del recurso hídrico. Haciendo referencia a los estudios en pozos, se destaca también la herramienta de la geofísica aplicada en el registro y la importancia de las pruebas hidráulicas como ensayos de empacadores para interpretar propiedades del acuífero. Además, la utilidad de las pruebas de bombeo para determinar diferentes regímenes de flujo con las variaciones en el tiempo de algunas propiedades como la temperatura, la conductividad eléctrica y el nivel de agua. Cabe destacar que las tecnologías están continuamente en desarrollo y algunas de ellas son muy recientes. Por eso, tomando el caso de lo costoso que pueden ser algunos métodos, se anticipa que existe un gran número de tecnologías que se convertirán en un método más común para la caracterización de acuíferos a medida que se resuelvan estos problemas.

Finalmente, discutiendo acerca del Párrafo 10, de las modelaciones en acuíferos en roca fracturada, a pesar de la utilidad de los modelos numéricos y conceptuales, existen varias limitaciones asociadas en su uso. Por ejemplo, la estimación de parámetros que no se

podieron medir, idealización del comportamiento subterráneo, limitaciones con las técnicas de adquisición de datos, etc. Por lo tanto, un modelo no puede ser determinista, pero si proporcionar resultados aproximados a la realidad para fines prácticos de exploración y gestión de aguas, que es el enfoque de este trabajo.

11.2 Conclusiones

El agua subterránea se ha convertido cada vez más en una fuente importante de abastecimiento de agua en Chile y se espera que en el futuro esta tendencia crezca debido al crecimiento económico, la urbanización, el crecimiento de la población, la contaminación, así como los impactos del cambio climático. Sin embargo, en varias partes del mundo y de Chile se vive un importante riesgo hídrico. La primera necesidad para mejorar la gestión de los recursos hídricos subterráneos es entenderlos.

En el país, la mayor parte del territorio corresponde a sectores costeros y cordilleranos fracturados, donde se ha demostrado que el agua circula, pudiendo formar acuíferos con el potencial de albergar una importante reserva de agua subterránea, pero que hasta el momento no se han investigado en profundidad. Además, para la exploración de acuíferos en rocas fracturadas no existe una sistematización clara ni los pasos a seguir de métodos eficientes para su realización, por lo que en esta memoria de título se presentó una propuesta de esto.

Esta consiste en una estructuración que inicia con el planteamiento de los propósitos de estudio, seguido de una planificación recopilando información y utilizando herramientas SIG y de teledetección, donde se destaca la dificultad en el acceso a la información del recurso hídrico en Chile para cualquier sitio de estudio; por su parte en el análisis SIG se destaca su uso como puente para determinar ubicaciones estratégicas para la exploración y determinar preliminarmente rutas de flujo de agua subterránea mediante el mapeo de lineamientos y ubicación de manantiales. Entrando de lleno en la exploración, esta es en primer lugar a escala regional, mediante técnicas en superficie, realizando investigaciones geológicas, hidrogeológicas y geofísicas de campo, donde las herramientas de terreno geológico, hidrogeoquímica e isotopía son las principales técnicas aplicadas en los estudios, ya que permite identificar la calidad del agua y zonas de recarga. Posteriormente, al realizar la exploración a una escala local, la utilización de pruebas pozos es esencial, donde las pruebas de bombeo toman el protagonismo ya que son el primer acercamiento para determinar el rendimiento de un pozo; por su parte, diferentes metodologías como el mapeo de testigo o la utilización de Televiwer son muy útiles para reconocer las fracturas en el subsuelo y las pruebas hidráulicas de empacadores para determinar el horizonte de habilitación. Finalmente, al tener los parámetros que caracterizan el acuífero en estudio, es posible realizar la evaluación de este mediante modelos conceptuales y numéricos y recién en este punto se puede gestionar el recurso hídrico. Existen numerosos modelos numéricos para medios fracturados, por lo que se requiere reconocer el más adecuado identificando las propiedades del sitio, tanto de las fracturas, como de la matriz porosa, en caso de que exista.

Por todo lo anterior, se cumple el objetivo de desarrollar una sistematización de la exploración en acuíferos fracturados en Chile. Además, se concluye que, por sus características, este trabajo puede ser utilizado como guía metodológica por diferentes entidades con intereses exploratorios.

Capítulo 12: Bibliografía

- ABEM, Manual. ABEM WalkTEM Transient ElectroMagnetic User's Guide.
- Aeschbach-Hertig, W., & Gleeson, T. (2012). Regional strategies for the accelerating global problem of groundwater depletion. *Nature Geoscience*, 5(12), 853–861. <https://doi.org/10.1038/ngeo1617>
- Aggarwal, P., Gat, J., & Froehlich, K. (2005). *Isotopes in the Water Cycle Past, Present and Future of a Developing Science* (Internatio). Springer US.
- Albanese, S., Cicchella, D., Lima, A., & De Vivo, B. (2018). Geochemical Mapping of Urban Areas. *Environmental Geochemistry: Site Characterization, Data Analysis and Case Histories: Second Edition*, 133–151. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63763-5.00009-4>
- Aliouache, M., Wang, X., Jourde, H., Huang, Z., & Yao, J. (2019). Incipient karst formation in carbonate rocks: Influence of fracture network topology. *Journal of Hydrology*, 575(May), 824–837. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.082>
- Anderson, M. P. (2005). Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, 43(6), 951–968. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00052.x>
- Annan, A. P. (2005). GPR Methods for Hydrogeological Studies. *Hydrogeophysics*, 185–213. https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5_7
- Aravena, R. (1996). Isotope hydrology and geochemistry of northern Chile groundwaters. *Bulletin - Institut Francais d'Etudes Andines*, 24(3), 495–503.
- Arumi, J. L., Rivera, D., Holzapfel, E., & Fernald, A. (2008). Effect of an irrigation canal network on surface and groundwater connections in an agricultural valley in Central Chile. *IAHS-AISH Publication*, 69(321), 197–203.
- Arumí Ribera, J., & Oyarzún Lucero, R. (2006). Las aguas subterráneas en Chile. *Boletín Geológico y Minero*, 117(1), 37–45.
- Banco Mundial. (2011). Diagnóstico de la gestión de los recursos hídricos. Chile. *Departamento Del Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible*, 92. http://www.dga.cl/eventos/Diagnostico_gestion_de_recursos_hidricos_en_Chile_Banco_Mundial.pdf
- Barenblatt, G. I., Zheltov, I. P., & Kochina, I. N. (1960). Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks [strata]. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics*, 24(5), 1286–1303. [https://doi.org/10.1016/0021-8928\(60\)90107-6](https://doi.org/10.1016/0021-8928(60)90107-6)
- Barría, P., Chadwick, C., Ocampo-Melgar, A., Galleguillos, M., Garreaud, R., Díaz-Vasconcellos, R., Poblete, D., Rubio-Álvarez, E., & Poblete-Caballero, D. (2021).

- Water management or megadrought: what caused the Chilean Aculeo Lake drying? *Regional Environmental Change*, 21(1). <https://doi.org/10.1007/s10113-021-01750-w>
- Barton, N., & Choubey, V. (1977). The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock Mechanics*, 10(1), 1–54. <https://doi.org/10.1007/BF01261801>
- Becker, M. W., & Tsoflias, G. P. (2010). Comparing flux-averaged and resident concentration in a fractured bedrock using ground penetrating radar. *Water Resources Research*, 46(9), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2009WR008260>
- Begonha, A., & Sequeira Braga, M. A. (2002). Weathering of the Oporto granite: Geotechnical and physical properties. *Catena*, 49(1–2), 57–76. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00016-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00016-4)
- Benavente, O., Tassi, F., Reich, M., Aguilera, F., Capecciacci, F., Gutiérrez, F., Vaselli, O., & Rizzo, A. (2016). Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5°S and 36°S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile. *Chemical Geology*, 420, 97–113. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.11.010>
- Blanco, B. (2016). *Análisis de las variaciones de resistividad eléctrica utilizando transiente electromagnético en la cuenca de santiago*. Univeridad de Chile.
- Blanco, C., Barajas, D., & Donado, L. (2009). *Modelo De Transporte De Reactivo Multicomponente Bajo Condiciones Simultaneas De Cinetica Y Equilibrio En Acuiferos*. January 2015. <https://doi.org/10.13140/2.1.2244.3840>
- Brown International Society for Rock Mechanics., Commission on Testing Methods., E. T. (1981). *Rock characterization, testing & monitoring: ISRM suggested methods*. Published for the Commission on Testing Methods, International Society for Rock Mechanics by Pergamon Press.
- Burek, P., Satoh, Y., Fischer, G., Kahil, M. T., Scherzer, A., Tramberend, S., Nava, L. F., Wada, Y., Eisner, S., Flörke, M., Hanasaki, N., Magnuszewski, P., Cosgrove, B., & Wiberg, D. (2016). Water Futures and Solution. *International Institute for Applied Systems Analysis*, May, 1–113. <http://pure.iiasa.ac.at/id/eprint/13008/1/WP-16-006.pdf>
- Buttle, J. M., Boon, S., Peters, D. L., Spence, C., van Meerveld, H. J. I., & Whitfield, P. H. (2012). An overview of temporary stream hydrology in Canada. *Canadian Water Resources Journal*, 37(4), 279–310. <https://doi.org/10.4296/cwrj2011-903>
- Cecioni, G. (1982). El fenomeno carstico en Chile. *Informaciones Geograficas, Universidad de Chile*, 29, 57–79.
- Centro del Agua para Zonas Áridas y Semiáridas de América Latina y el Caribe-CAZALAC. (2017). *Escenarios Hídricos 2030: Indicador de déficit hídrico en Aguas Subterráneas de Chile*.

- CESCR. (2002). Cuestiones sustantivas que se plantean en la aplicación del pacto internacional de derechos económicos, sociales y culturales. Observación general N° 15 (2002). *Consejo Económico y Social de Las Naciones Unidas.*, 40232, 01–19.
- Chen, Y.-F., Hu, S.-H., Hu, R., & Zhou, C.-B. (2015). Estimating hydraulic conductivity of fractured rocks from high-pressure packer tests with an Izbash's law-based empirical model. *Water Resources Research*, 51(4), 2096–2118. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014WR016458>
- Chilton, P. J., & Foster, S. S. D. (1995). Hydrogeological Characterisation And Water-Supply Potential Of Basement Aquifers In Tropical Africa. *Hydrogeology Journal*, 3(1), 36–49. <https://doi.org/10.1007/s100400050061>
- Chou, P. Y., Lo, H. C., Hsu, S. M., Lin, Y. T., & Huang, C. C. (2012). Prédiction de fractures transmissives en utilisant des outils géologique et géophysique: Un cas historique, le bassin moyen de la Jhuoshuei River, Taiwan. *Hydrogeology Journal*, 20(6), 1101–1116. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0861-3>
- Cook, P. G., Land, C., & Osmond, G. (2003). A Guide To Regional Flow In Fractured Rock Aquifers. *Water*, 115. <http://lwa.gov.au/files/products/river-landscapes/px020312/px020312.pdf>
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702–1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Creutzfeldt, B., Güntner, A., Wziontek, H., & Merz, B. (2010). Modeling water storage at the field scale using temporal gravity observations as calibration constraint. *2010 AGU Fall Meeting, December*.
- Creutzfeldt, B., Heinrich, I., Merz, B., Blume, T., & Güntner, A. (2012). Water, gravity and trees: Relationship of tree-ring widths and total water storage dynamics. *General Assembly*, 14(April).
- Cummings, D. (2000). Transient electromagnetic survey of a landslide and fault, Santa Susanna Mountains, Southern California. *Environmental & Engineering Geoscience*, 6, 247–254. <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.6.3.247>
- Custodio, E. (2004). Hidrogeología urbana: Una nueva rama de la ciencia hidrogeológica. *Boletín Geológico y Minero*, 115(SPEC. ISS.), 283–288.
- Custodio, Emilio, & Jódar, J. (2016). Simple solutions for steady-state diffuse recharge evaluation in sloping homogeneous unconfined aquifers by means of atmospheric tracers. In *Journal of Hydrology* (Vol. 540). <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.035>
- Custodio, Emilio, & Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea* (Ediciones).
- Cuthbert, M. O., Gleeson, T., Moosdorf, N., Befus, K. M., Schneider, A., Hartmann, J., &

- Lehner, B. (2019). Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions. *Nature Climate Change*, 9(2), 137–141. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0386-4>
- Dahan, O., Nativ, R., Adar, E. M., Berkowitz, B., & Weisbrod, N. (2000). On Fracture Structure and Preferential Flow in Unsaturated Chalk. *Groundwater*, 38(3), 444–451. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00231.x>
- Day-Lewis, F. D., Johnson, C. D., Slater, L. D., Robinson, J. L., Williams, J. H., Boyden, C. L., Werkema, D., & Lane, J. W. (2016). A Fractured Rock Geophysical Toolbox Method Selection Tool. *Groundwater*, 54(3), 315–316. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/gwat.12397>
- Day-Lewis, Frederick D., Slater, L. D., Robinson, J., Johnson, C. D., Terry, N., & Werkema, D. (2017). An overview of geophysical technologies appropriate for characterization and monitoring at fractured-rock sites. *Journal of Environmental Management*, 204, 709–720. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.04.033>
- de La Bernardie, J., Bour, O., Le Borgne, T., Guihéneuf, N., Chatton, E., Labasque, T., Le Lay, H., & Gerard, M. F. (2018). Thermal Attenuation and Lag Time in Fractured Rock: Theory and Field Measurements From Joint Heat and Solute Tracer Tests. *Water Resources Research*, 54(12), 10,053–10,075. <https://doi.org/10.1029/2018WR023199>
- Descloitres, M., Chalikakis, K., Legchenko, A., Moussa, A. M., Genthon, P., Favreau, G., Le Coz, M., Boucher, M., & Oï, M. (2013). Investigation of groundwater resources in the Komadugu Yobe Valley (Lake Chad Basin, Niger) using MRS and TDEM methods. *Journal of African Earth Sciences*, 87, 71–85. <https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2013.07.006>
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., & Krishnamurthy, N. S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330(1–2), 260–284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>
- Dewandel, Benoît, Lachassagne, P., Zaidi, F. K., & Chandra, S. (2011). A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: Example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *Journal of Hydrology*, 405(3–4), 474–487. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.050>
- DGA. (2014). Actualización de la modelación hidrogeológica e integrada de los acuíferos de la cuenca del estero casablanca. *Mop*.
- DGA. (2018). *Diagnóstico de la Calidad de las Aguas Subterráneas de la Región del Maule*. S.D.T. No 409. 221. <http://sad.dga.cl/ipac20/ipac.jsp?session=D612358K5S296.16212973&profile=cirh&source=~!biblioteca&view=subscriptionssummary&uri=full=3100001~!6010~!300&ri=2&aspect=subtab13&menu=search&ipp=20&spp=20&staffonly=&term=maule&index=.SW&uindex=&aspect=subtab13&m>

- Dickinson, J., Land, M., Faunt, C., Leake, S. A., Reichard, E., Fleming, J., & Pool, D. R. (2006). Hydrogeologic framework refinement, ground-water flow and storage, water-chemistry analyses, and water-budget components of the Yuma area, southwestern Arizona and southeastern California. *U.S. Geological Survey*.
- Dirección General de Aguas. (2019). *Seguimiento de la calidad del agua subterránea año 2018 -- Pozos APR Región Metropolitana*.
- Dirección General de Aguas. (1986). Mapa Hidrogeológico de Chile Escala 1:2500000. *Contribución Del Comité Chileno Para El Programa Hidrológico Internacional, Al Mapa Hidrogeológico de América Del Sur*, 36.
- Döll, P., Douville, H., Güntner, A., Müller Schmied, H., & Wada, Y. (2016). Modelling Freshwater Resources at the Global Scale: Challenges and Prospects. *Surveys in Geophysics*, 37(2), 195–221. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9343-1>
- Donoso, G., Lictévout, E., Rinaudo, J., Donoso, G., Lictévout, E., Groundwater, J. R., & Lessons, M. (2020). *Groundwater Management Lessons from Chile*.
- Dorn, C., Linde, N., Borgne, T. Le, Bour, O., & de Dreuzy, J. R. (2013). Conditioning of stochastic 3-D fracture networks to hydrological and geophysical data. *Advances in Water Resources*, 62(PA), 79–89. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.10.005>
- Dorn, C., Linde, N., Doetsch, J., Le Borgne, T., & Bour, O. (2012). Fracture imaging within a granitic rock aquifer using multiple-offset single-hole and cross-hole GPR reflection data. *Journal of Applied Geophysics*, 78, 123–132. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.01.010>
- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O., & Baron, L. (2011). Single-hole GPR reflection imaging of solute transport in a granitic aquifer. *Geophysical Research Letters*, 38(8), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2011GL047152>
- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O., & Klepikova, M. (2012a). Inferring transport characteristics in a fractured rock aquifer by combining single-hole ground-penetrating radar reflection monitoring and tracer test data. *Water Resources Research*, 48(11), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2011WR011739>
- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O., & Klepikova, M. (2012b). Inferring transport characteristics in a fractured rock aquifer by combining single-hole ground-penetrating radar reflection monitoring and tracer test data. *Water Resources Research*, 48(11). <https://doi.org/10.1029/2011WR011739>
- Dreybrodt, W. (1990). The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: a model simulation of karst evolution. *Journal of Geology*, 98(5), 639–655. <https://doi.org/10.1086/629431>
- Elrick, D. E., Parkin, G. W., Reynolds, W. D., & Fallow, D. J. (1995). Analysis of Early-Time and Steady State Single-Ring Infiltration Under Falling Head Conditions. *Water*

- Escenarios Hídricos 2030. (2018). *Radiografía del agua: Brecha y Riesgo Hídrico en Chile*. www.escenarioshidricos.cl/multimedia
- Escenarios Hídricos 2030. (2019). *Transición Hídrica: El futuro del agua en Chile. Portafolio de Medidas Acciones y Soluciones para la Seguridad Hídrica*. www.escenarioshidricos.cl/multimedia
- Famiglietti, J. S., Lo, M., Ho, S. L., Bethune, J., Anderson, K. J., Syed, T. H., Swenson, S. C., De Linage, C. R., & Rodell, M. (2011). Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. *Geophysical Research Letters*, 38(3). <https://doi.org/10.1029/2010GL046442>
- Farias, M. (2007). Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno. *Departamento de Geología, PhD*, 194.
- Figuroa, R., Viguier, B., Taucare, M., Yáñez, G., Arancibia, G., Sanhueza, J., & Daniele, L. (2021a). Deciphering groundwater flow-paths in fault-controlled semiarid mountain front zones (Central Chile). *Science of the Total Environment*, 771. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145456>
- Figuroa, R., Viguier, B., Taucare, M., Yáñez, G., Arancibia, G., Sanhueza, J., & Daniele, L. (2021b). Deciphering groundwater flow-paths in fault-controlled semiarid mountain front zones (Central Chile). *Science of the Total Environment*, 771, 145456. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145456>
- Font-Capó, J., Vazquez-Suñé, E., Carrera, J., & Herms, I. (2012). Groundwater characterization of a heterogeneous granitic rock massif for shallow tunneling. *Geologica Acta*, 10(4), 395–408. <https://doi.org/10.1344/105.000001773>
- Fontes, J. C. (1980). *Environmental isotopes in groundwater hydrology*. Elsevier. http://inis.iaea.org/search/search.aspx?orig_q=RN:15067087
- Fuentealba, M., Bahamóndez, C., Sarricolea, P., Meseguer-Ruiz, O., & Latorre, C. (2021). The 2010–2020 “megadrought” drives reduction in lake surface area in the Andes of central Chile (32° - 36°S). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 38(December), 100952. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100952>
- Gallegos, J. J., Hu, B. X., & Davis, H. (2013). Simulating flow in karst aquifers at laboratory and sub-regional scales using MODFLOW-CFP. *Hydrogeology Journal*, 21(8), 1749–1760. <https://doi.org/10.1007/s10040-013-1046-4>
- Gamboa, C., Godfrey, L., Herrera, C., Custodio, E., & Soler, A. (2019). The origin of solutes in groundwater in a hyper-arid environment: A chemical and multi-isotope approach in the Atacama Desert, Chile. *Science of the Total Environment*, 690, 329–351. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.06.356>

- Garduza, V. (2019). Manual de Registros Geofísicos de Pozo y algunas Aplicaciones. *Boletín De La Asociación Mexicana De Geólogos Petroleros, a.C, LXI*.
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, *21*(12), 6307–6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>
- Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., & Veloso-Aguila, D. (2019). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, *40*(1), 421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>
- Gat, J. R. (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *24*, 225–262. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.24.1.225>
- Geiger, S., & Emmanuel, S. (2010). Non-Fourier thermal transport in fractured geological media. *Water Resources Research*, *46*(7), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2009WR008671>
- Gerner, A. (2013). A Novel Strategy for Estimating Groundwater Recharge in Arid Mountain Regions and its Application to Parts of the Jebel Akhdar Mountains (Sultanate of Oman). *Thesis, March 2014*, 128.
- Gleeson, T., & Richter, B. (2017). How much groundwater can we pump and protect environmental flows through time? Presumptive standards for conjunctive management of aquifers and rivers. *River Research and Applications*, *34*(1), 83–92. <https://doi.org/10.1002/rra.3185>
- Gleeson, Tom, & Novakowski, K. (2009). Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: Lineaments in the Canadian shield. *Bulletin of the Geological Society of America*, *121*(3–4), 333–347. <https://doi.org/10.1130/B26241.1>
- Gleeson, Tom, Smith, L., Moosdorf, N., Hartmann, J., Dürr, H. H., Manning, A. H., Van Beek, L. P. H., & Jellinek, A. M. (2011). Mapping permeability over the surface of the Earth. *Geophysical Research Letters*, *38*(2), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2010GL045565>
- Gonzales, L., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). Ingeniería Geológica. In *Editorial Pearson Education, Madrid*.
- González Quirós, A. (2016). *Identificación de Propiedades Hidrogeológicas Mediante el Uso Conjunto de Microgravimetría y Análisis de Datos de Ensayos de Bombeo*.
- Gottron, D., & Henk, A. (2021). Upscaling of fractured rock mass properties – An example comparing Discrete Fracture Network (DFN) modeling and empirical relations based

- on engineering rock mass classifications. *Engineering Geology*, 294(September), 106382. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106382>
- Halladay, N., Deltombe, J.-L., Naisse, J.-M., Johnston, C., Lebert, F., & Asmundsson, R. (2010). Borehole Instruments for Supercritical Geothermal Reservoirs. *Proceedings World Geothermal Congress*, 25–29.
- Hartmann, Jens, & Moosdorf, N. (2012). The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(12), 1–37. <https://doi.org/10.1029/2012GC004370>
- Hartmann, Jörg, & Moosdorf, N. (2012). Global Lithological Map Database v1.0 (gridded to 0.5 spatial resolution). In *Supplement to: Hartmann, Jens; Moosdorf, Nils (2012): The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface. Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, Q12004, <https://doi.org/10.1029/2012GC004370>. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.788537>
- Hasnulhadi, A., Marzukee, N., Zaidi, I., Wahida, N., Azmi, I. 1, & Anuar, S. (2016). *Acoustic and Optical Televiwer Borehole Logging*. https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/48/050/48050366.pdf
- Hauser, A. (1997). *Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile (Survey and characterization of mineral and thermal water in Chile)*. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).
- Hayashi, M. (2004). Temperature-electrical conductivity relation of water for environmental monitoring and geophysical data inversion. *Environmental Monitoring and Assessment*, 96(1–3), 119–128. <https://doi.org/10.1023/B:EMAS.0000031719.83065.68>
- Healy, R. W., & Scanlon, B. R. (2010). *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University Press, New York.
- Henkel, H., & Guzmán, M. (1977). Magnetic features of fracture zones. *Geoexploration*, 15(3), 173–181. [https://doi.org/10.1016/0016-7142\(77\)90024-2](https://doi.org/10.1016/0016-7142(77)90024-2)
- Hubbard, B., & Malone, T. (2013). Optical-televiwer-based logging of the uppermost 630 m of the NEEM deep ice borehole, Greenland. *Annals of Glaciology*, 54, 83–89. <https://doi.org/10.3189/2013AoG64A201>
- Hubbard, S. S., & Linde, N. (2011). Hydrogeophysics. In S. Uhlenbrook (Ed.) *Treatise on Water, Volume 2*.
- Illman, W. A., & Neuman, S. P. (2001). Type curve interpretation of a cross-hole pneumatic injection test in unsaturated fractured tuff. *Water Resources Research*, 37(3), 583–603. <https://doi.org/10.1029/2000WR900273>
- Instituto Nacional de Estadísticas. (2012). *Resultados Preliminares Censo de Población y*

Vivienda 2012. 60.

- Jara, M., Daniele, L., Taucare, M., Arancibia, G., & Morata, D. (2018). *Using Reactive Transport Model To Simulate an Hydrothermal System in the Pocufo Fault Zone (Central Chile)*. June, 2–3. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.19612.13445>
- Jara, P., & Charrier, R. (2014). Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology*, 41(1), 174–209. <https://doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a07>
- Jasechko, S., & Perrone, D. (2021). Global groundwater wells at risk of running dry. *Science (New York, N.Y.)*, 372, 418–421. <https://doi.org/10.1126/science.abc2755>
- Jiang, X. W., Wan, L., Wang, X. S., Wu, X., & Zhang, X. (2009). Estimation of rock mass deformation modulus using variations in transmissivity and RQD with depth. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46(8), 1370–1377. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2009.05.004>
- Jódar, J., Carpintero, E., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Cabrera-Arrabal, J. A., Navarrete-Mazariegos, E., González-Ramón, A., Lambán, L. J., Herrera, C., & González-Dugo, M. P. (2018). Combination of lumped hydrological and remote-sensing models to evaluate water resources in a semi-arid high altitude ungauged watershed of Sierra Nevada (Southern Spain). *Science of the Total Environment*, 625, 285–300. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.12.300>
- Jódar, Jorge, Custodio, E., Lambán, L. J., Martos-Rosillo, S., Herrera-Lameli, C., & Sapriza-Azuri, G. (2016). Vertical variation in the amplitude of the seasonal isotopic content of rainfall as a tool to jointly estimate the groundwater recharge zone and transit times in the Ordesa and Monte Perdido National Park aquifer system, north-eastern Spain. *Science of the Total Environment*, 573, 505–517. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.117>
- Karay, Gy., & Hajnal, G. (2015). Modelling of Groundwater Flow in Fractured Rocks. *Procedia Environmental Sciences*, 25, 142–149. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2015.04.020>
- Karay, Gyöngyi, & Hajnal, G. (2016). Modelling methods attached to the research of groundwater flow in fractured rocks – Theories, laboratory and numerical modelling. *Periodica Polytechnica Civil Engineering*, 60(3), 437–448. <https://doi.org/10.3311/PPci.8661>
- Kern, Z., Kohán, B., & Leuenberger, M. (2014). Precipitation isoscape of high reliefs: interpolation scheme designed and tested for monthly resolved precipitation oxygen isotope records of an Alpine domain. *Atmos. Chem. Phys.*, 14(4), 1897–1907. <https://doi.org/10.5194/acp-14-1897-2014>
- Kirkby, A., Heinson, G., & Krieger, L. (2016). Relating permeability and electrical resistivity

- in fractures using random resistor network models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(3), 1546–1564. <https://doi.org/10.1002/2015JB012541>
- Kirsch, R. (2009). Groundwater Geophysics. A Tool for Hydrogeology. 2nd Edition. In *Magnetic, geothermal and radioactive methods*.
- Kirsch, Reinhard. (2006). A Tool for Hydrogeology. In *Control*.
- Klepikova, M. V., Le Borgne, T., Bour, O., Gallagher, K., Hochreutener, R., & Lavenant, N. (2014). Passive temperature tomography experiments to characterize transmissivity and connectivity of preferential flow paths in fractured media. *Journal of Hydrology*, 512, 549–562. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.03.018>
- Konikow, L. F., & Kendy, E. (2005). Groundwater depletion: A global problem. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 317–320. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0411-8>
- Krásný, J., & Sharp, J. M. (2007). Groundwater in fractured rocks. In *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* (Vol. 34, Issue 1). <https://doi.org/10.1007/BF02590241>
- Krone, L. V., Hampl, F. J., Schwerdhelm, C., Bryce, C., Ganzert, L., Kitte, A., Übernickel, K., Dielforder, A., Aldaz, S., Osés-Pedraza, R., Perez, J. P. H., Sanchez-Alfaro, P., Wagner, D., Weckmann, U., & von Blanckenburg, F. (2021). Deep weathering in the semi-arid Coastal Cordillera, Chile. *Scientific Reports*, 11(1), 1–16. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-90267-7>
- Lachassagne, P., Dewandel, B., & Wyns, R. (2021). Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>
- Lachassagne, P., Wyns, R., & Dewandel, B. (2011). The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3), 145–161. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x>
- Larsson, I. (1984). *Ground Water in hard rocks*. UNESCO.
- Lattman, L. H., & Parizek, R. R. (1964). Relationship between fracture traces and the occurrence of ground water in carbonate rocks. *Journal of Hydrology*, 2(2), 73–91. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(64\)90019-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(64)90019-8)
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F. L., & Caudal, J. P. (2006). Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *Journal of Hydrology*, 328(1–2), 347–359. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.12.029>
- Le Borgne, Tanguy, Paillet, F., Bour, O., & Caudal, J. P. (2006). Cross-borehole flowmeter tests for transient heads in heterogeneous aquifers. *Ground Water*, 44(3), 444–452.

<https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00150.x>

- Lee, H., Lee, J. W., & Oh, T. M. (2021). Permeability evaluation for artificial single rock fracture according to geometric aperture variation using electrical resistivity. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 13(4), 787–797. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2021.04.003>
- Li, M., Zhou, Z., Chen, M., & Wu, J. (2022). *Topological Representative Element Volume of Fractured*.
- Liotta, M., Grassa, F., D'Alessandro, W., Favara, R., Gagliano Candela, E., Pisciotta, A., & Scaletta, C. (2013). Isotopic composition of precipitation and groundwater in Sicily, Italy. *Applied Geochemistry*, 34, 199–206. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.03.012>
- Liu, J., Yang, H., Gosling, S. N., Kumm, M., Flörke, M., Pfister, S., Hanasaki, N., Wada, Y., Zhang, X., Zheng, C., Alcamo, J., & Oki, T. (2006). Water scarcity assessments in the past, present and future. *Ultrasound Obstet Gynecol.*, 50(6), 776–780.
- Liu, S., Zeng, Z., & Sato, M. (2005). Subsurface water-filled fracture detection by borehole radar: A case history. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 1(May 2014), 360–363. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2005.1526182>
- López-Loera, H. (2014). *Geofísica para la localización de Agua Subterránea en Ambientes Volcánicos Áridos de la Mesa Central. Caso La Dulcita, Villa de Ramos, San Luis Potosí, México. 1*, 165–181.
- Lopez-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., & Alva-Valdivia, L. M. (2010). Magnetic characteristics of fracture zones and constraints on the subsurface structure of the Colima Volcanic Complex, western Mexico. *Geosphere*, 6(1), 35–46. <https://doi.org/10.1130/GES00204.1>
- Lowry, C. S., Walker, J. F., Hunt, R. J., & Anderson, M. P. (2007). Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. *Water Resources Research*, 43(10). <https://doi.org/10.1029/2007WR006145>
- Lubczynski, M., & Roy, J. (2005). MRS contribution to hydrogeological system parametrization. *European Association of Geoscientists & Engineers*, 131, 131–139. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2005009>
- MacQuarrie, K. T. B., & Mayer, K. U. (2005). Reactive transport modeling in fractured rock: A state-of-the-science review. *Earth-Science Reviews*, 72(3–4), 189–227. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.07.003>
- Mäkel, G. H. (2007). The modelling of fractured reservoirs: Constraints and potential for fracture network geometry and hydraulics analysis. *Geological Society Special Publication*, 292, 375–403. <https://doi.org/10.1144/SP292.21>

- Marazuela, M. A., Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., & Palma, T. (2019). Hydrodynamics of salt flat basins: The Salar de Atacama example. *Science of the Total Environment*, 651, 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.190>
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., & Subrahmanyam, K. (2004). Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Research*, 40(11), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004WR003137>
- Markovich, K. H., Manning, A. H., Condon, L. E., & McIntosh, J. C. (2019). Mountain-Block Recharge: A Review of Current Understanding. *Water Resources Research*, 55(11), 8278–8304. <https://doi.org/10.1029/2019WR025676>
- Matthess, G. (1954). *The Properties of Groundwater*. 2414.
- Mejías, M., Renard, P., & Glenz, D. (2009). Hydraulic testing of low-permeability formations: A case study in the granite of Cadalso de los Vidrios, Spain. *Engineering Geology*, 107. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.05.010>
- Mekonnen, M. M., & Hoekstra, A. Y. (2016). Sustainability: Four billion people facing severe water scarcity. *Science Advances*, 2(2), 1–7. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500323>
- Michalski, A. (1989). Application of Temperature and Electrical-Conductivity Logging in Ground Water Monitoring. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 9(3), 112–118. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1745-6592.1989.tb01158.x>
- Ministerio de Justicia. (1981). Decreto con fuerza de ley 1122, Texto del código de aguas. *BCN Legislación Chilena, 1981*, 1–95.
- Ministerio de Vivienda y Urbanismo. (1992). *Decreto 47, Texto de la Ordenanza General de la Ley General de Urbanismo y Construcciones. 1992*, 1–237. <http://www.leychile.cl/N?i=8201&f=2015-06-05&p=>
- Ministerio del Interior y Seguridad Pública de Chile. (2015). Política Nacional para los Recursos Hídricos 2015. *Gobierno de Chile*, 104.
- Miyoshi, T., Elmo, D., & Rogers, S. (2018). Influence of data analysis when exploiting DFN model representation in the application of rock mass classification systems. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 10(6), 1046–1062. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2018.08.003>
- Moeck, C., Radny, D., Borer, P., Rothardt, J., Auckenthaler, A., Berg, M., & Schirmer, M. (2016). Multicomponent statistical analysis to identify flow and transport processes in a highly-complex environment. *Journal of Hydrology*, 542, 437–449. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.023>
- Molina, L., Vallejos, A., Pulido, A., & Sánchez-Martos, F. (2002). Water Temperature and

- Conductivity Variation As Indicators of Groundwater Behaviour in Complex Aquifer Systems in the South-East of Spain. *Hydrological Processes*, 16, 3365–3378. <https://doi.org/10.1002/hyp.1105>
- Mook, V. (2002). *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico : principios y aplicaciones* (Instituto). IGME.
- Moore, R. B., Schwarz, G. E., Clark, S. F., Walsh, G. J., & Degnan, J. R. (2002). Factors related to well yield in the fractured-bedrock aquifer of New Hampshire. In *US Geological Survey Professional Paper* (Issue 1660). <https://doi.org/10.3133/pp1660>
- Mortimer, L., Aydin, A., Simmons, C. T., Heinson, G., & Love, A. J. (2011). The role of in situ stress in determining hydraulic connectivity in a fractured rock aquifer (Australia). *Hydrogeology Journal*, 19(7), 1293–1312. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0760-z>
- Munier, R. (2004). *Statistical analysis of fracture data , adapted for modelling Discrete. June.*
- Muñoz, A. A., Klock-Barría, K., Alvarez-Garretón, C., Aguilera-Betti, I., González-Reyes, Á., Lastra, J. A., Chávez, R. O., Barría, P., Christie, D., Rojas-Badilla, M., & Lequesne, C. (2020). Water crisis in petorca basin, Chile: The combined effects of a mega-drought and water management. *Water (Switzerland)*, 12(3), 1–18. <https://doi.org/10.3390/w12030648>
- Muñoz, M., & Hamza, V. (1993). Heat flow and temperature gradients in Chile. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 37(3), 315–348. <https://doi.org/10.1007/BF01624604>
- Muñoz, N., & Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3–4), 171–181. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00004-1](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00004-1)
- N.U. (2010). Resolución A/RES/64/292. El derecho humano al agua y al saneamiento. *Asamblea General de Las Naciones Unidas*, 660, 1–3. http://www.un.org/ga/search/view_doc.asp?symbol=A/RES/64/292&Lang=S
- Nicolas, M. (2019). Impact of heterogeneity on natural and managed aquifer recharge in weathered fractured crystalline rock aquifers. *Université Rennes 1*.
- Niinikoski, P. I. A., Hendriksson, N. M., & Karhu, J. A. (2016). Using stable isotopes to resolve transit times and travel routes of river water: a case study from southern Finland. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 52(4–5), 380–392. <https://doi.org/10.1080/10256016.2015.1107553>
- O’Leary, D. W., Friedman, J. D., & Pohn, H. A. (1976). Lineament, linear, lineation : Some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), 1463–1469. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<1463](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<1463)
- Oda, M. (1986). An Equivalent Continuum Model for Coupled Stress and Fluid Flow

- Analysis in Jointed Rock Masses. *Water Resources Research*, 22(514), 1–11. <https://doi.org/10.1029/WR022i013p01845>
- Organización de las Naciones Unidas. (2019). Informe de políticas de ONU-AGUA sobre el Cambio Climático y el Agua. *Un Water*, 0–28. https://www.unwater.org/app/uploads/2019/12/UN-Water_PolicyBrief_Water_Climate-Change_ES.pdf
- Organización de las Naciones Unidas. (2020). Agua y cambio climático. In *Revista de Obras Publicas* (Vol. 167, Issue 3618).
- Paillet, F. L. (1993). Using borehole geophysics and cross-borehole flow testing to define hydraulic connections between fracture zones in bedrock aquifers. *Journal of Applied Geophysics*, 30(4), 261–279. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(93\)90036-X](https://doi.org/10.1016/0926-9851(93)90036-X)
- Paillet, F. L., Barton, C., Luthi, S., Rambow, F., & Zemanek, J. R. (1990). Borehole imaging and its application in well logging-an overview. *Borehole Imaging, Society of Professional Well Log Analysts, Inc*, 6001, 3–23.
- Peacock, D. C. P., Nixon, C. W., Rotevatn, A., Sanderson, D. J., & Zuluaga, L. F. (2016). Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 92, 12–29. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.008>
- Pérez-Corona, F. Y., López-Loera, H., Fregoso-Becerra, E., Yutsis, V., Martínez-Ruíz, V. J., & Dávila-Harris, P. (2017). Caracterización de lineamientos estructurales y sus implicaciones hidrogeológicas en la cuenca de Villa Hidalgo (San Luis Potosí) integrando métodos geofísicos potenciales. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 69(3), 555–576. <https://doi.org/10.18268/BSGM2017v69n3a3>
- Pruess, K. (1985). A Practical Method for Modeling Fluid and Heat Flow in Fractured Porous Media. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 25, 14–26. <https://doi.org/10.2118/10509-PA>
- Quijano, E. (2015). INTERPRETACION DE REGISTROS GEOFISICOS DE POZO, POZO A, B y C. CUENCA DE LOS LLANOS ORIENTALES. In *Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia* (Vol. 151, Issue 2). Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia.
- Rangarajan, R., & Athavale, R. N. (2000). Annual replenishable ground water potential of India - An estimate based on injected tritium studies. *Journal of Hydrology*, 234(1–2), 38–53. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00239-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00239-0)
- Read, T., Bour, O., Bense, V., Le Borgne, T., Goderniaux, P., Klepikova, M. V., Hochreutener, R., Lavenant, N., & Boschero, V. (2013). Characterizing groundwater flow and heat transport in fractured rock using fiber-optic distributed temperature sensing. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2055–2059. <https://doi.org/10.1002/grl.50397>

- Renard, P., Glenz, D., & Mejias, M. (2009). Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal*, 17(3), 589–600. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0392-0>
- Riego, C. N. de. (2016). *DIAGNOSTICO PARA DESARROLLAR PLAN DE RIEGO EN CUENCA DE ACONCAGUA*. 314.
- Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Armijo, R., Rauld, R., & Vargas, G. (2017). Kinematics of the active West Andean fold-and-thrust belt (central Chile): Structure and long-term shortening rate. *Tectonics*, 36(2), 287–303. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2016TC004269>
- Rodell, M., Famiglietti, J. S., Wiese, D. N., Reager, J. T., Beaudoin, H. K., Landerer, F. W., & Lo, M.-H. (2018). Emerging trends in global freshwater availability. *Nature*, 557(7707), 651–659. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0123-1>
- Rodriguez, W. (2017). *Evaluación de las posibilidades colectoras en rocas fracturadas en Melo, Uruguay. June 2016*.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., Leray, S., Schroetter, J. M., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Hochreutener, R., Labasque, T., Lavenant, N., Vergnaud-Ayraud, V., & Mougin, B. (2014). Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *Journal of Hydrology*, 509, 42–54. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.023>
- Roques, Clément, Aquilina, L., Bour, O., Maréchal, J. C., Dewandel, B., Pauwels, H., Labasque, T., Vergnaud-Ayraud, V., & Hochreutener, R. (2014). Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer. *Journal of Hydrology*, 519(PD), 3110–3128. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.052>
- Sahuquillo, A. (2009). La importancia de las aguas subterráneas. *Tecnología Del Agua*, 29(306), 54–67.
- Salama, R. B., Tapley, I., Ishii, T., & Hawkes, G. (1994). Identification of areas of recharge and discharge using Landsat-TM satellite imagery and aerial photography mapping techniques. *Journal of Hydrology*, 162(1–2), 119–141. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90007-8)
- Salve, R. (2005). Observations of preferential flow during a liquid release experiment in fractured welded tuffs. *Water Resources Research*, 41(9), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2004WR003570>
- Salve, R., Ghezzehei, T. A., & Jones, R. (2008). Infiltration into fractured bedrock. *Water Resources Research*, 44(1), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2006WR005701>
- Sánchez-Murillo, R., & Birkel, C. (2016). Groundwater recharge mechanisms inferred from isoscapes in a complex tropical mountainous region. *Geophysical Research Letters*, 43(10), 5060–5069. <https://doi.org/10.1002/2016GL068888>

- Sander, P. (2006). Lineaments in groundwater exploration: A review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal*, 15(1), 71–74. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0138-9>
- Sanderson, D. J., & Nixon, C. W. (2015). The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*, 72, 55–66. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2015.01.005>
- Selker, J., van de Giesen, N. C., Westhoff, M., Luxemburg, W., & Parlange, M. B. (2006). Fiber optics opens window on stream dynamics. *Geophysical Research Letters*, 33(24). <https://doi.org/10.1029/2006GL027979>
- Senanayake, I. P., Dissanayake, D. M. D. O. K., Mayadunna, B. B., & Weerasekera, W. L. (2016). An approach to delineate groundwater recharge potential sites in Ambalantota, Sri Lanka using GIS techniques. *Geoscience Frontiers*, 7(1), 115–124. <https://doi.org/10.1016/J.GSF.2015.03.002>
- SERNAGEOMIN. (2003). Mapa geológico de Chile 1:1.000.000 [The geological map of Chile, scale: 1:1,000,000]. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile. *Publicacion Geologia Digital*, 4, 25.
- Servicio de Evaluación Ambiental. (2013). *Guía para la Descripción del Uso del Territorio en el Sistema de Evaluación de Impacto Ambiental*. 36.
- Shapiro, A. M., & Hsieh, P. A. (1998). *How Good Are Estimates of Transmissivity from Slug Tests in Fractured Rock?* <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb01063.x>
- Sharp, J. M. (2014). Fractured Rock Hydrogeology. In *Fractured Rock Hydrogeology*. <https://doi.org/10.1201/b17016>
- Sharp, Z. (2017). Principles of Stable Isotope Geochemistry. *Prentice Hall*, 334.
- Shiklomanov, I. A. (1998). World Water Resources. *Scientific and Cultural Organization 7 Place de Fontenoy*, 1–242. <https://doi.org/10.4324/9781849772402>
- Sibanda, T., Nonner, J. C., & Uhlenbrook, S. (2009). Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe. *Hydrogeology Journal*, 17(6), 1427–1441. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0445-z>
- Silliman, S. E., & Booth, D. F. (1993). Analysis of time-series measurements of sediment temperature for identification of gaining vs. losing portions of Juday Creek, Indiana. *Journal of Hydrology*, 146, 131–148. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90273-C](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90273-C)
- Simmers, I., Hendreickx, J., Jрусeman, G., & Ruchton, K. (1997). *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi) Arid Areas* (I. Simmers (ed.)). Balkema, Netherlands.
- Singhal, B. B. S., & Gupta, R. P. (2010). Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. In

Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7_2

- Solomon, S., & Quiel, F. (2006). Groundwater study using remote sensing and geographic information systems (GIS) in the central highlands of Eritrea. *Hydrogeology Journal*, 14(5), 729–741. <https://doi.org/10.1007/s10040-005-0477-y>
- Sood, A., & Smakhtin, V. (2015). Revue des modèles hydrologiques globaux. *Hydrological Sciences Journal*, 60(4), 549–565. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.950580>
- Spillmann, T., Maurer, H., Willenberg, H., Evans, K. F., Heincke, B., & Green, A. G. (2007). Characterization of an unstable rock mass based on borehole logs and diverse borehole radar data. *Journal of Applied Geophysics*, 61(1), 16–38. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2006.04.006>
- Spycher, N. F., Sonnenthal, E. L., & Apps, J. A. (2003). Fluid flow and reactive transport around potential nuclear waste emplacement tunnels at Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Contaminant Hydrology*, 62–63, 653–673. [https://doi.org/10.1016/S0169-7722\(02\)00183-3](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(02)00183-3)
- Steeffel, C. (2009). CrunchFlow: User's manual. *Department of Energy Report*, 6(3). <http://www.csteeffel.com/CrunchFlowIntroduction.html>
- Steeffel, C. I., DePaolo, D. J., & Lichtner, P. C. (2005). Reactive transport modeling: An essential tool and a new research approach for the Earth sciences. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3–4), 539–558. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.017>
- Steeffel, C. I., & Mäher, K. (2009). Fluid-rock interaction: A reactive transport approach. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 70(September), 485–532. <https://doi.org/10.2138/rmg.2009.70.11>
- Talley, J., Baker, G. S., Becker, M. W., & Beyrle, N. (2005). Four dimensional mapping of tracer channelization in subhorizontal bedrock fractures using surface ground penetrating radar. *Geophysical Research Letters*, 32(4), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021974>
- Taniguchi, M., Williamson, D. R., & Peck, A. J. (1999). Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 2. An effect of step increase in surface temperature caused by forest clearing in southwest Western Australia. *Water Resources Research*, 35(5), 1519–1529. <https://doi.org/10.1029/1998WR900010>
- Taucare, M. (2020). *Groundwater resources of the western andean front: insights from the Aconcagua basin, central Chile*. 148.
- Taucare, M., Daniele, L., Viguier, B., Vallejos, A., & Arancibia, G. (2020). Groundwater resources and recharge processes in the Western Andean Front of Central Chile. *Science of the Total Environment*, 722. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137824>

- Taucare, M., Viguier, B., Daniele, L., Heuser, G., Arancibia, G., & Leonardi, V. (2020). Connectivity of fractures and groundwater flows analyses into the Western Andean Front by means of a topological approach (Aconcagua Basin, Central Chile). *Hydrogeology Journal*, 28(7), 2429–2438. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02200-3>
- Taylor, R., & Howard, K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal*, 8(3), 279–294. <https://doi.org/10.1007/s100400000069>
- Tsoflias, G., Baker, M., & Becker, M. (2013). *Imaging fracture anisotropic flow channeling using GPR signal amplitude and phase*. <https://doi.org/10.1190/segam2013-1134.1>
- Tyler, S. W., Selker, J. S., Hausner, M. B., Hatch, C. E., Torgersen, T., Thodal, C. E., & Schladow, S. G. (2009). Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods. *Water Resources Research*, 46(4), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2008WR007052>
- UNESCO. (2021). Informe Mundial de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos 2021: El Valor del Agua. In *Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura*. <http://www.unwater.org/publications/world-water-development-report-2019/>
- Unger, A. J. A., Faybishenko, B., Bodvarsson, G. S., & Simmons, A. M. (2004). Simulating Infiltration Tests in Fractured Basalt at the Box Canyon Site, Idaho. *Vadose Zone Journal*, 3(1), 75–89. <https://doi.org/10.2113/3.1.75>
- Uribe, H. (2019a). Cómo evitar significativas pérdidas de agua por filtraciones en canales de riego. *Tierra Adentro*, 37–40.
- Uribe, H. (2019b). Métodos de medición de agua en canales de riego. *Journal of Chemical Information and Modeling*, 53(9), 1689–1699.
- Uribe, J., Gironás, J., Oyarzun, R., Aguirre, E., & Aravena, R. (2015). Assessing groundwater recharge in an Andean closed basin using isotopic characterization and a rainfall-runoff model: Salar del Huasco basin, Chile. *Hydrogeology Journal*, 23. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1300-z>
- Valdés-Pineda, R., Pizarro, R., García-Chevesich, P., Valdés, J. B., Olivares, C., Vera, M., Balocchi, F., Pérez, F., Vallejos, C., Fuentes, R., Abarza, A., & Helwig, B. (2014). Water governance in Chile: Availability, management and climate change. *Journal of Hydrology*, 519(PC), 2538–2567. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.016>
- Valenzuela, L., Ramírez-Hernández, J., & Palomares, R. B. (2013). Composición isotópica del agua subterránea y su relación con la salinidad en el valle de san luis río colorado en sonora, México. *Informacion Tecnologica*, 24(2), 57–66. <https://doi.org/10.4067/S0718-07642013000200008>

- Vallejos, A., Díaz-Puga, M. A., Sola, F., Daniele, L., & Pulido-Bosch, A. (2015). Using ion and isotope characterization to delimitate a hydrogeological macrosystem. Sierra de Gádor (SE, Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 155, 14–25. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.03.006>
- Van der Gun, J. (2012). Groundwater and Global Change: Trends, Opportunities and Challenges. *United Nations World Water Assessment Programme*, 44.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R., & Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083–1086. <https://doi.org/10.1130/G35741.1>
- Vaskou, P., de Quadros, E. F., Kanji, M. A., Johnson, T., & Ekmekci, M. (2019). ISRM Suggested Method for the Lugeon Test. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 52(10), 4155–4174. <https://doi.org/10.1007/s00603-019-01954-x>
- Venegas-Quiñones, H. L., Thomasson, M., & Garcia-Chevesich, P. A. (2020). Water scarcity or drought? The cause and solution for the lack of water in Laguna de Aculeo. *Water Conservation and Management*, 4(1), 42–50. <https://doi.org/10.26480/wcm.01.2020.42.50>
- Verma, N. ., & Jolly, P. B. (1992). Hydrogeological Map Helen Springs Explanatory. *Dictionary Geotechnical Engineering/Wörterbuch GeoTechnik*, 701–701. https://doi.org/10.1007/978-3-642-41714-6_81948
- Viguié, B., Jourde, H., Yáñez, G., Lira, E. S., Leonardi, V., Moya, C. E., García-Pérez, T., Maringue, J., & Licteuvout, E. (2018). Multidisciplinary study for the assessment of the geometry, boundaries and preferential recharge zones of an overexploited aquifer in the Atacama Desert (Pampa del Tamarugal, Northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 86(May), 366–383. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.018>
- Vries, J., & Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: An overview of process and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5–17. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>
- Wada, Y., Van Beek, L. P. H., Van Kempen, C. M., Reckman, J. W. T. M., Vasak, S., & Bierkens, M. F. P. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, 37(20). <https://doi.org/10.1029/2010GL044571>
- Warren, J. E., & Root, P. J. (1963). The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 3(03), 245–255. <https://doi.org/10.2118/426-PA>
- Williams, J. H. (2002). Application of advanced geophysical logging methods in the characterization of a fractured-sedimentary bedrock aquifer, Ventura County, California. *Wrir*, 00–4083(March 2002), 28.
- Williams, J. H., & Johnson, C. D. (2004). Acoustic and optical borehole-wall imaging for fractured-rock aquifer studies. *Journal of Applied Geophysics*, 55(1–2), 151–159.

<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.06.009>

- Wilson, J. L., & Guan, H. (2004). Mountain-Block Hydrology and Mountain-Front Recharge. *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States*, 9, 113–137. <https://doi.org/10.1029/009WSA08>
- Worthington, S. R. H., Davies, G. J., & Alexander, E. C. (2016). Enhancement of bedrock permeability by weathering. *Earth-Science Reviews*, 160, 188–202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.002>
- Wyns, R., Baltassat, J.-M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., & Mathieu, F. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 175(1), 21–34. <https://doi.org/10.2113/175.1.21>
- Yáñez, G., Perez-Estay, N., Araya-Vargas, J., Sanhueza, J., Figueroa, R., Maringue, J., & Rojas, T. (2020). Shallow Anatomy of the San Ramón Fault (Chile) Constrained by Geophysical Methods: Implications for its Role in the Andean Deformation. In *Tectonics* (Vol. 39, Issue 8). <https://doi.org/10.1029/2020TC006294>
- Yeh, H. F., Lee, C. H., Hsu, K. C., & Chang, P. H. (2009). GIS for the assessment of the groundwater recharge potential zone. *Environmental Geology*, 58(1), 185–195. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1504-9>

Anexo

Tabla 13-1. Prioridades de las metodologías en la etapa 2, Planificación.

	Subetapa	Metodología	Prioridad Alta	Prioridad Media	Prioridad Baja
	Etapa 2: Planificación	Recopilación de Información	Derechos de agua	Identificar estado de los recursos hídricos y problemáticas asociadas	
Ubicación de pozos					
Datos hidrometeorológicos			Identificar variabilidad en las precipitaciones, niveles de agua en fuentes superficiales		
Catastro de usos de suelo				Identificar intervenciones antrópicas	
Ubicación obras hidráulicas				Identificar fuentes de recarga/descarga	
Cartas geológicas				Identificar geología/hidrogeología en los antecedentes	
Imágenes satelitales				Fotointerpretación de geomorfología, redes de drenaje, etc.	
Análisis SIG y teledetección		Identificación de manantiales	Indica presencia de agua subterránea		
		Delimitación contacto aluvio/roca	Establecer conexión entre diferentes litologías		
		Mapeo de lineamientos	Reconocer principales estructuras		
		Trazado de red de drenaje		Identificar densidad de drenaje para relacionar con el clima, litología, infiltración, etc.	
		Mapa de pendiente		Estimar mecanismos de recarga	
		Análisis topológico		Identificar rutas de flujo	

Tabla 13-1. Prioridades de las metodologías en la etapa 3, Evaluación y Exploración Regional

Etapa 3: Evaluación y Exploración Regional	Etapa	Metodología	Prioridad Alta	Prioridad Media	Prioridad Baja
	Terrreno Geológico	Mapeo geológico y estructural	Reconocimiento de litologías y su importancia hidrogeológica		
		Muestreo roca/suelo	Análisis geoquímico		
		Mapeo geomorfológico	Reconocimiento de depósitos cuaternarios		
		Perfil de meteorización	Reconocer meteorización como formadora de fracturas		
		Análisis geotécnico de fracturas	Descripción de la red de fracturas		
	Investigación hidrogeológica de campo	Hidrogeoquímica	Identificar calidad del agua para su uso (riego, consumo, etc.)		
		Isotopos Estables		Identificar áreas de recarga/origen del agua	
		Isotopos Inestables		Identificar edad del agua para estudios de sustentabilidad	
		Instalación de Recolectores de lluvia			Caracterizar precipitaciones para identificar agua recargada por precipitaciones
Ensayos de infiltración				Caracterizar infiltración de la roca (estudios complejos)	
Exploración geofísica en superficie	ERT	Identificar profundidad del nivel freático y caracterizar fracturas (relleno, profundidad, etc.)			
	TEM				
	Gravedad	Identificar cambios litológicos, principales fracturas y/o profundidad de la meteorización			
	Magnetismo			Complementar estudios	
	Sísmica			Complementar estudios	

Tabla 13-2. Prioridades de las metodologías en la etapa 4, Exploración Local a escala de pozos.

Etapa 4: Exploración Local a escala de pozos	Etapa	Metodología	Prioridad Alta	Prioridad Media	Prioridad Baja	
	Registro de pozos	Pruebas de bombeo en pozos transversales	Identificar rendimiento de pozo para extracción de agua			
		Ensayos de empacadores		Ubicar horizonte para habilitar el pozo		
		Mapeo de testigo		Caracterizar meteorización, identificar zonas de fracturas		
		Televiwer		Caracterizar subsuelo fracturado		
		GPR				Monitorear trazadores, caracterizar fracturas
		Registro geofísico de pozos				Obtener perfiles de pozo (variación de parámetros con la profundidad)
	Monitoreo de Pozos	Monitoreo del nivel de agua	Identificar variaciones estacionales, regímenes de flujo en pruebas de bombeo			
		Monitoreo de la temperatura		Inferir tasas de movimiento y mezclas en pruebas de bombeo		
Monitoreo de la conductividad eléctrica			Identificar variación de TDS, calidad del agua y mezclas.			