

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXI CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**EL USO DE CO₂ COMO UNA FUTURA ALTERNATIVA PARA LA GEOTERMIA EN
EL NORTE DE CHILE**

JUVENAL LETELIER¹
PAULO HERRERA²
NICOLÁS MUJICA³
JAIME ORTEGA⁴

RESUMEN

La importante actividad sísmica y volcánica observada en el norte de Chile hace que la zona sea un lugar apropiado para el desarrollo de la geotermia, la cual necesita de una fuente de calor natural, una formación rocosa permeable y la presencia de fluidos subterráneos profundos para poder extraer el recurso geotérmico. Sin embargo, la escasez del recurso hídrico en superficie y la falta de información acerca del volumen de agua contenido en los acuíferos someros y profundos configuran un problema tanto para el desarrollo de la geotermia en esta zona como para las ciencias de la ingeniería. Una interesante alternativa para resolver el problema presentado es capturar el CO₂ proveniente de las fuentes termoeléctricas y de las industrias mineras presentes en la zona e inyectarlo directamente en los reservorios geotérmicos. Esta alternativa está basada en que el estado supercrítico de CO₂ posee propiedades físico-químicas favorables para la transferencia de calor, y su uso preservaría los recursos hídricos subterráneos someros. En este trabajo se presenta información detallada acerca del desarrollo de la geotermia en Chile, del estado del arte y de la investigación experimental que estamos desarrollando.

¹ Candidato a Doctor en Cs. de la Ingeniería, Universidad de Chile - juve.letelier.cl@gmail.com

² Profesor Asistente, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile - paulo.herrera.ricci@gmail.com

³ Profesor Asociado, Departamento de Física, FCFM Universidad de Chile - nmujica@dfi.uchile.cl

⁴ Profesor Asociado, Departamento de Ingeniería Matemática, Universidad de Chile - jortega@dim.uchile.cl

1. INTRODUCCIÓN

¿Qué es la geotermia?

La energía geotermal o geotermia es aquella energía que puede obtenerse mediante el aprovechamiento del calor interno de la Tierra. Esta energía produce en la superficie terrestre manifestaciones tales como las fuentes termales (manantiales de agua caliente, geiseres) y fumarolas, las cuales ocurren cuando en la zona aledaña a la manifestación geotermal existe un importante flujo de calor a través de la roca, una buena permeabilidad del estrato rocoso y una adecuada recarga natural y/o artificial de agua, la cual actúa como medio de transporte del calor interno terrestre. Estos factores configuran un sistema geotermal, los cuales pueden clasificarse en sistemas de agua dominante, vapor dominante o rocas calientes (IGA, 2013). Los sistemas de agua dominante poseen en su reservorio agua a temperaturas mayores que 100°C y su fase líquida esta controlada por la presión, mientras que en los sistemas de vapor dominante el agua se encuentra en su mayor parte en estado gaseoso supercalentado. Por otro lado, en un sistema de rocas calientes no existe fluido con recarga natural que trabaje como medio de transporte de calor, por lo que su aprovechamiento es limitado. Los fluidos que salen de las fuentes geotermiales poseen rangos de temperatura en superficie que fluctúan entre los 20°C hasta el punto de ebullición del agua, el cual depende de la altura donde se encuentre la manifestación hidrotermal.

En la literatura, se define el recurso geotérmico como aquella parte de la energía geotermal que puede ser aprovechada en términos económicos. Dependiendo de la temperatura del fluido hidrotermal en el reservorio (que llamaremos aguas geotérmicas), el recurso geotérmico puede clasificarse como de baja, mediana o alta entalpía. Los sistemas geotermiales cuyos recursos son de baja entalpía son utilizados para calefacción domiciliaria o en procesos de climatización industrial, en donde la temperatura del subsuelo próximo a la superficie o del reservorio geotérmico profundo fluctúa entre 20°C a 80°C. Los sistemas geotermiales de mediana entalpía son utilizados para la transferencia de calor en procesos de climatización industrial, o bien en generación de energía eléctrica usando plantas de ciclos binarios cuya máxima potencia instalada es del orden de 10MW (IGA, 2013). Para estos casos, la temperatura del reservorio geotérmico fluctúa entre 80°C a 150°C. Finalmente, los sistemas geotermiales de alta entalpía son usados para la generación de energía eléctrica, con centrales cuya potencia instalada puede superar los 70MW. En estos casos, la temperatura del reservorio supera los 200°C (IGA, 2013).

Debido al flujo de calor en la corteza terrestre, el cual se ha estimado en 82 mW/m² (Pollack et al., 1993), existe un cambio de la temperatura del suelo con la profundidad que se expresa en términos del gradiente geotérmico normal y cuyo valor promedio fluctúa entre 25°C/km a 30°C/km (Pollack et al., 1993). Sin embargo, existen regiones donde se manifiestan flujos de calor y gradientes geotérmicos anormalmente altos, los cuales están asociados a zonas con alta actividad sísmica y volcánica. Estas regiones son las que reúnen las mejores condiciones naturales para el desarrollo de la geotermia. Chile es un país sísmico y volcánico, cuya actividad geológica está controlada por el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo el margen occidental de la placa Sudamericana (Lahssen, 1985), donde cerca del 15% de los volcanes activos del planeta están en la zona andina. Estas condiciones hacen que el país tenga un gran potencial geotérmico, entendiendo esto como el potencial energético que es posible aprovechar. Según estimaciones del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), el potencial

geotérmico estimado en Chile supera ampliamente los 16 GW, el cual es similar al potencial eléctrico instalado en Chile hasta el año 2012 y mayor que el potencial geotérmico total instalado en el mundo, el cual bordea los 11.2 GW (GEA, 2013)

La geotermia en Chile

Las exploraciones geotérmicas en Chile se iniciaron en 1968 como resultado de un convenio suscrito entre el Gobierno de Chile y el Programa de Naciones Unidas para el desarrollo (PNUD) y estuvo vigente hasta 1976. Para llevar a cabo este convenio, la CORFO creó el “comité para el aprovechamiento de la energía geotérmica”. En la primera etapa de estos estudios, las exploraciones se restringieron a las actuales regiones de Tarapacá y Antofagasta ya que son las más deficitarias en recursos energéticos e hídricos del país. Los escasos recursos hídricos disponibles en estas regiones son empleados en su totalidad, lo cual ha repercutido negativamente en la expansión industrial y minera de la zona. Consecuentemente, las necesidades energéticas del norte han debido ser suplidas mediante la instalación de centrales termoeléctricas.

De acuerdo con los estudios realizados en ese entonces, quedó de manifiesto que las áreas con actividad geotermal se encuentran asociadas a la franja volcánica del Plioceno-Holoceno, el cual se extiende a lo largo de la cordillera de los Andes. Esto demuestra que la fuente de calor que da origen a las áreas geotermales de la zona proviene de la actividad magmática (Lahssen, 1976). Cerca del 20% de las manifestaciones hidrotermales de todo el país se encuentran en el altiplano, presentando aguas muy calientes. Los geiseres de El Tatio, en la zona andina de la región de Antofagasta, fue una de las primeras zonas estudiadas, donde la temperatura de reservorio se estimó en 270°C (Lahssen y Trujillo, 1975). Actualmente, estos geiseres son considerados como el campo geotérmico más grande del hemisferio sur (Glennon y Pfaff, 2003).

A pesar del interesante potencial geotérmico que posee Chile, hasta la fecha no existe ninguna planta geotérmica operativa. En el año 2000, la aprobación de la ley N°19657 sobre concesiones de energía geotérmica creó un marco regulatorio que no existía en Chile y que mejoró notoriamente la tramitación de las concesiones geotérmicas, tanto para exploración como para explotación. En el año 2011, las concesiones de explotación eran seis y las de exploración sumaban cincuenta y dos. Se espera que en el año 2014 entren en operaciones dos centrales geotérmicas. La primera de ellas es la central de Cerro Pabellón - Pampa Apacheta, en la región de Antofagasta, con una potencia instalada de 50 MW adicionales al Sistema Interconectado del Norte Grande (SING) (PEG1, 2013) y la segunda es la central de Curacautín, en la región de la Araucanía, con una potencia instalada de 70 MW adicionales al Sistema Interconectado Central (SIC) (GGE, 2013; PEG2, 2013).

El problema de la escasez hídrica en el norte de Chile

La figura 1 muestra el mapa hidrográfico del norte de Chile, en la cual se puede observar que la mayoría de las cuencas de la zona son del tipo endorreicas o arreicas. Las dos únicas cuencas exorreicas existentes son la de los ríos Lluta y Loa, cuyo régimen de alimentación es nivoso. En la región de Tarapacá se desarrolla el gran sistema acuífero de la Pampa del Tamarugal, el cual es un extenso y potente relleno aluvional cuaternario. Finalmente, entre los ríos Loa y Copiapó se extiende el desierto de Atacama, cuyos sistemas acuíferos se caracterizan por ser poco favorables para su explotación debido a su calidad de aguas y su escasa recarga (Brown y Saldivia, 2000). El

sistema climático que permite la existencia del desierto y la escasa presencia de precipitaciones es el anticiclón semipermanente del pacífico suroccidental, el cual genera una importante estabilidad atmosférica durante gran parte del año. Sin embargo, en el altiplano chileno existe la ocurrencia de precipitaciones estivales de origen convectivo conocido como invierno boliviano. Las precipitaciones originadas por este fenómeno presentan una alta variabilidad espacial, registrando montos de precipitaciones cercanos a los 300 mm/año en zonas cercanas al parque nacional Lauca y montos mucho menores hacia el sur (Nuñez et al., 1997; Brown y Saldivia, 2000; DEP-MOP, 2012)

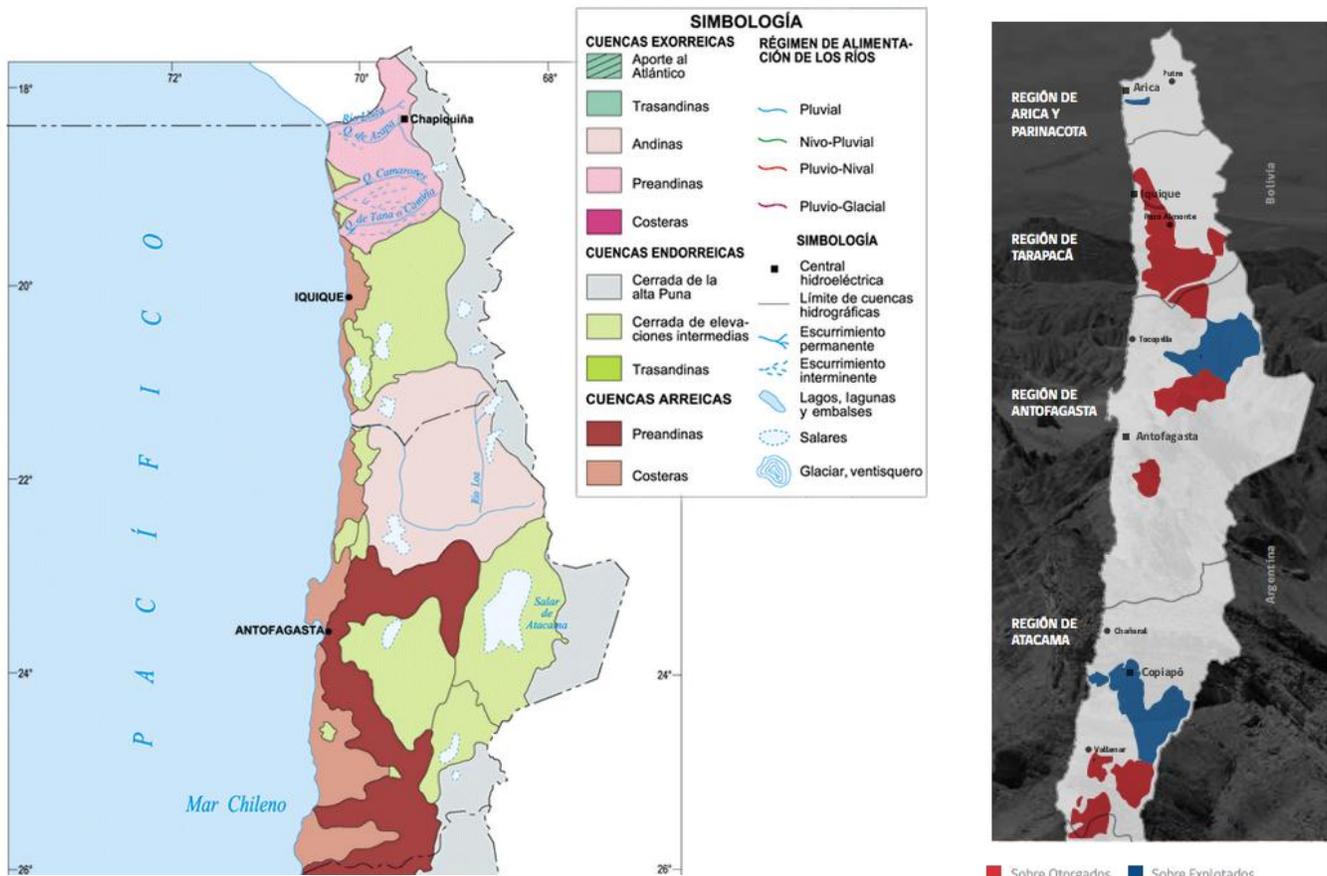


Figura 1. Izquierda. Mapa hidrográfico del norte de Chile, en donde se observan las distintas cuencas y cauces superficiales de la zona. **Fuente:** DGA. **Derecha.** Mapa de sobreexplotación de los recursos hídricos. **Fuente:** “Estrategia Nacional de Recursos Hídricos”, ENRH-MOP (2013)

En las cuencas endorreicas cerradas de la alta puna (ver figura 1), los acuíferos corresponden a formaciones cuaternarias de rocas volcánicas con una gran permeabilidad secundaria. En zonas pertenecientes a las cuencas más bajas, donde generalmente se observan salares, los acuíferos corresponden a sedimentos no consolidados de origen fluvial, aluvial o lacustre. En general, estos acuíferos presentan una buena productividad y su calidad de agua es aceptable mientras no alcancen las zonas de los salares (IDI, 2011). Por esta razón, los recursos hídricos subterráneos disponibles en estos acuíferos son utilizados para uso doméstico y minero, los cuales actualmente presentan una sobreexplotación (ver figura 1). Considerando el uso doméstico, en el año 2009 se estimó que la disponibilidad de agua por habitante en la zona norte de Chile era de 854

m³/per/año en la región de Tarapacá, 52 m³/per/año en la región de Antofagasta y 208 m³/per/año en la región de Atacama, lo cual está por debajo del mínimo de 2000 m³/per/año requerido para un desarrollo sustentable (ENRH-MOP, 2013). Por otra parte, el consumo de agua por la minería representaba aproximadamente un 9% de la demanda nacional.

Para mantener la productividad energética del yacimiento geotérmico durante largos períodos de tiempo, es necesario reinyectar agua directamente en el reservorio. Esta reinyección permite controlar y corregir la pérdida de presión del reservorio debido al uso de las aguas geotérmicas para la producción energética. Debido a la escasez hídrica en la superficie, la falta de precipitaciones y la actual y futura demanda por el recurso hídrico, donde el sector minero puede aumentar su demanda en un 200% en los próximos 25 años (ENRH-MOP, 2013), la recarga de agua en los reservorios geotérmicos puede ser un problema para el desarrollo de la geotermia en el norte de Chile, siendo esto un interesante tópico de investigación para las ciencias de la ingeniería.

El objetivo de este trabajo es presentar la investigación que estamos desarrollando, la cual se basa en estudiar la fluidodinámica de CO₂ supercrítico como fluido de trabajo que reemplaza al agua en las centrales geotérmicas (Brown, 2000; Randolph y Saar, 2010) y cuya motivación está directamente relacionada con la escasez del recurso hídrico en el norte de Chile y los problemas que puede generar ello en el desarrollo de la geotermia en esta zona.

2. EMISIONES DE CO₂ EN EL NORTE DE CHILE

Debido a la escasez de agua para la generación hidroeléctrica, históricamente el norte de Chile ha debido apoyarse en la combustión para satisfacer sus necesidades energéticas. En esta zona, la minería y la generación eléctrica mediante centrales termoeléctricas contribuyen enormemente en las emisiones de CO₂. La actividad minera emitió durante el año 2008 alrededor de 17 Mton de CO₂ a la atmósfera (Zuñiga y Pimentel, 2009), de los cuales el 24% se debió directamente a las faenas mineras y un 76% correspondió a la energía usada por la minería, la cual fue generada a partir de la combustión de gas natural, diesel, biomasa y carbón en las centrales termoeléctricas existentes en las zonas costeras. Esta cantidad correspondió aproximadamente al 30% de los gases de efecto invernadero (GEI) emitidos en el año 2008 (CC-MMA, 2013).

Actualmente, la matriz energética del SING está dominada casi completamente por la combustión, la cual al año 2009 representaba un 99.3% de la generación eléctrica del norte de Chile. El 66.3% se generó a partir de la combustión por carbón, cuya potencia instalada equivalente era aproximadamente 2.4 GW (ME, 2008). Las centrales termoeléctricas chilenas que usaron carbón emitieron en el año 2010 entre 0.95 a 1.40 kg de CO₂ por kWh generado, lo cual duplicó la emisión generada por la combustión de otros elementos, tales como el diesel o el gas natural (INGEN, 2011). Atendiendo a las actuales demandas medioambientales para diversificar la matriz energética, las cuales buscan reducir la emisión de GEI a la atmósfera, se plantea un interesante desafío científico y tecnológico que motiva el desarrollo del presente trabajo.

3. RELACIÓN ENTRE EL ALMACENAMIENTO Y CAPTURA DEL CO₂ Y LA GEOTERMIA.

Brown (2000) propuso el uso de CO₂ en estado supercrítico como medio de transporte de calor en reemplazo del agua en sistemas geotermiales, dado que este fluido posee ciertas propiedades físico-químicas que pueden ser favorables para la operación de un sistema geotérmico. Algunas propiedades son (Pruess, 2006; Magliocco et al., 2011) : (a) la gran expansividad que posee el CO₂ con respecto al agua, la cual puede generar importantes diferencias de densidad entre el CO₂ inyectado a menor temperatura y el CO₂ extraído a mayor temperatura, reduciendo los costos de extracción, (b) la menor viscosidad que posee el CO₂ en comparación con el agua, la cual permitiría inyectar mayores cantidades en subsuelo con menores costos. A pesar que el CO₂ posee un menor calor específico que el agua en reservorios con temperaturas de alta entalpía, la transferencia de calor puede ser mejor debido a las propiedades físico-químicas anteriormente descritas.

La inyección de CO₂ en estado supercrítico ha sido utilizada desde hace 40 años por la industria petrolera para mejorar la extracción del crudo. Actualmente, la captura y el almacenamiento geológico de CO₂ (CCS) es considerada como una de las soluciones más promisorias para reducir la emisión de GEI a la atmósfera (Holloway, 1997; Benson y Cook, 2006; Orr, 2009). El CO₂ es menos denso que el agua, por lo que una vez inyectado en el subsuelo tiende a escapar nuevamente hacia la superficie. Estas fugas pueden ser controladas inyectando el CO₂ en formaciones geológicas que posean un estrato rocoso impermeable en su parte superior, logrando que el fluido se mantenga confinado bajo tierra durante un largo período de tiempo. Uno de los proyectos más reconocidos en el mundo que utilizan la tecnología de captura y almacenamiento es el proyecto Sleiper de Noruega, el cual desde 1996 almacena anualmente 1 Mton de CO₂ (Audigane et al., 2007).

Holloway (1997) identificó tres tipos de reservorios en los cuales es posible almacenar el CO₂ en subsuelo : (a) reservorios de gas o petróleo vacíos, (b) reservorios de carbón no explotables y (c) acuíferos salinos. De estos tres reservorios, los acuíferos salinos profundos ofrecen mayores ventajas dado que tienen una mayor capacidad volumétrica y son más abundantes en el subsuelo. Durante el tiempo de confinamiento después de la inyección, empiezan a ocurrir una serie de procesos físico-químicos que cambian la composición de CO₂ y de los fluidos en los reservorios profundos. Estos procesos son llamados mecanismos de almacenamiento. El más común de ellos es el mecanismo por confinamiento litológico (Bachu et al., 1994), en el cual el transporte vertical ascendente de CO₂ es controlado por un estrato rocoso impermeable. Un segundo mecanismo es el confinamiento por solubilidad (Teng et al., 1997; Linderberg et al., 1997; Ennis – King y Paterson, 2003), donde el CO₂ se mezcla y disuelve con los fluidos del acuífero, provocando un transporte vertical descendente que mejora la transferencia de masa de CO₂ en el reservorio.

Actualmente, el estudio de la disolución de CO₂ en acuíferos salinos profundos y su transporte vertical son un interesante y activo tópico de investigación (Riaz et al., 2006; Audigane et al., 2007; Neufeld et al, 2010; Golding et al., 2010; Gray et al., 2012). En respuesta a la propuesta realizada por Brown (2000), Randolph y Saar (2010) mencionaron que el CO₂ puede ser usado como medio de transporte de calor en sistemas geotermiales como también para almacenamiento geológico en el mismo reservorio, proponiendo la tecnología de plumas geotermiales de dióxido

de carbono (CPG) la cual se muestra en la figura 2. Básicamente, la propuesta indica que el CO₂ debe capturarse desde las fuentes de emisión y ser inyectado directamente en los reservorios geotérmicos que posean en su parte superior un estrato rocoso impermeable. El CO₂ se mezcla parcialmente con los fluidos geotermales y los desplaza, quedando en el reservorio sólo CO₂ supercrítico. Gran parte de la mezcla quedará almacenada geológicamente, mientras que en los pozos de producción se extrae el CO₂ calentado para producir energía, siendo éste nuevamente inyectado en el reservorio para mantener la productividad energética del yacimiento. Para estudiar la factibilidad de esta tecnología, se debe entender bien los procesos de transferencia de calor y masa de CO₂ en el subsuelo. Nuestro trabajo se basa en estudiar la fluidodinámica del problema usando para ello fluidos análogos que representen el comportamiento físico de la inyección de CO₂ supercrítico en un reservorio geotérmico.

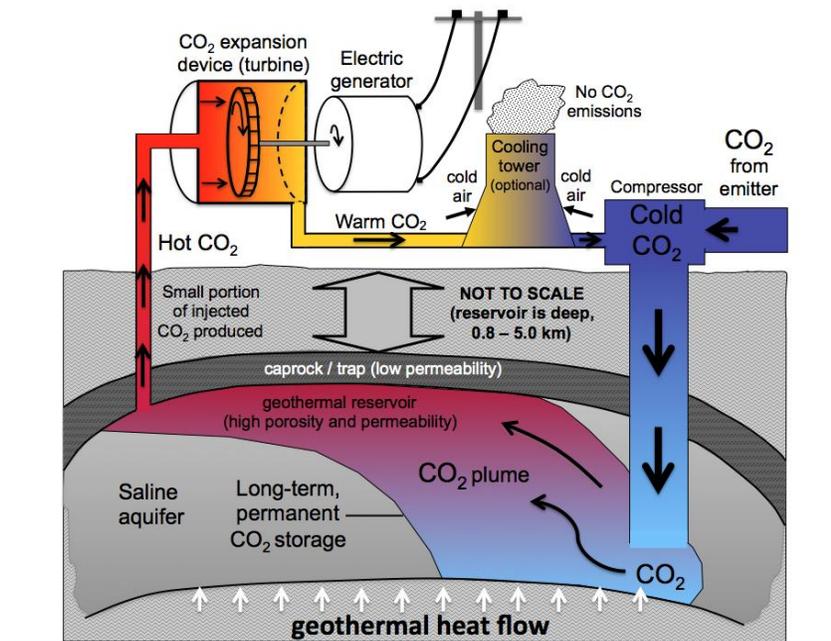


Figura 2. Esquema conceptual de la tecnología CPG. Estos sistemas funcionarían de forma muy similar a las centrales geotérmicas convencionales, sólo que el agua sería reemplazada en su totalidad por CO₂ en estado supercrítico. **Fuente:** Saar (2012)

4. ESTADO DEL ARTE Y TRABAJO DESARROLLADO

El problema de la disolución del CO₂ en aguas geotermales y el transporte de calor en medios porosos presenta una amplia documentación en la literatura. El confinamiento geológico de CO₂ está caracterizado por un estado base inicial que gobierna la dinámica en la capa límite difusiva entre la fase supercrítica de CO₂ y las aguas geotermales del acuífero salino, donde una pequeña cantidad de la fase supercrítica se disuelve en agua (Van der Meer, 1992).

García y Pruess (2002) mostraron que la mezcla de CO₂ con las aguas geotermales incrementa de un 2% a un 3% la densidad de esta agua, induciendo una inestabilidad en una gran variedad de escalas. Esta inestabilidad, conocida como inestabilidad de Rayleigh – Taylor (RT), se produce

cuando un fluido más denso se superpone sobre otro fluido más liviano. La mayoría de los estudios realizados buscaban establecer el tiempo de inicio de la convección y la tasa de crecimiento de los modos convectivos generados por la inestabilidad, una vez que la capa límite difusiva haya alcanzado un cierto espesor (Caltagirone, 1980; Ben et al., 2002; Ennis – King y Paterson, 2005; Riaz et al., 2006; Rapaka et al., 2008). Este problema de convección generado por la diferencia de densidades es análogo al problema de convección termal en medios porosos con bordes adiabáticos y calentados inferiormente (Foster, 1965; Elder, 1966). Linderberg y Wessel – Berg (1997) evaluaron las condiciones bajo las cuales puede ocurrir un flujo convectivo vertical en un medio poroso sujeto a un gradiente térmico. Cherkaoui y Wilcock (2001) estudiaron el transporte de calor para altos números de Rayleigh en una celda Hele – Shaw, simulando lo que sucede en los sistemas hidrotermales presentes en aguas oceánicas profundas. Otero et al. (2004) estudiaron numéricamente el proceso de convección termal usando el modelo de Darcy acoplado con la ecuación de advección – difusión para la energía. Yang y Gu (2006) estudiaron la aceleración de la transferencia de masa de CO₂ en acuíferos salinos en condiciones de presión y temperatura elevadas. Farajzadeh (2009) estudió experimentalmente la transferencia de masa de CO₂ en agua, concluyendo que existe una fuerte correlación entre la velocidad de descenso de las plumas convectivas y la concentración de éstas. Kneafsey y Pruess (2009) lograron obtener imágenes del proceso de disolución de CO₂ en agua en una celda Hele - Shaw en condiciones normales de presión y temperatura, diferenciando claramente dos procesos importantes, la disolución por difusión pura y luego la convección debido a la inestabilidad. Pau et al. (2010) estudiaron numéricamente este problema usando métodos de malla adaptativa, concluyendo que el flujo de masa es proporcional a la permeabilidad e independiente de la porosidad y del coeficiente de difusión efectivo, lo cual es indicativo de un flujo dominado por convección.

Neufeld et al. (2010) presentaron un estudio numérico y experimental de la inestabilidad RT usando soluciones de metanol y ethylene – glycol (MEG) mezclado con agua pura, el cual modela la disolución del CO₂ con aguas geotermales. Mediante la técnica de fotografía de sombras, Backhaus et al. (2011) estudiaron experimentalmente el mismo problema de disolución usando agua pura con propylene – glycol (PPG) en una celda Hele – Shaw, la cual simula un medio poroso de permeabilidad $k = b^2/12$, siendo b la separación de placas. El agua simula la fase supercrítica, mientras que el PPG simula las aguas geotermales. Estos estudios con fluidos análogos concluyeron que el área de mezcla se incrementa linealmente con el tiempo, lo cual indica una tasa de transferencia de masa constante que puede ser determinada a través del número de Sherwood del problema, definido como

$$\text{Sh} = \text{Ra} \frac{d}{dt} \left(\frac{A}{LH} \right) \quad ; \quad \text{Ra} = \frac{\Delta \rho g k H}{\mu D} \quad (1)$$

donde Ra es el número de Rayleigh, A es el área de mezcla, L es el ancho de la celda Hele – Shaw, H es el alto de la celda, $\Delta \rho$ es la diferencia máxima de densidad de masa de los fluidos, g es la aceleración de gravedad, k es la permeabilidad, μ es la viscosidad dinámica y D es el coeficiente de difusión.

Nuestro objetivo es estudiar detalladamente el transporte de escalares (masa y calor) y el transporte de momentum en celdas Hele – Shaw cuando existen diferencias de temperatura

constantes en las partes inferior y superior de la celda, simulando lo que sucede en un sistema geotermal tal como se muestra en la figura 2. El uso de fluidos análogos que representen la disolución del CO_2 en el subsuelo se convierte en una atractiva herramienta, dada la imposibilidad de recrear las condiciones geotermales en un laboratorio. Para lograr este objetivo, hemos trabajado en técnicas experimentales, códigos de post-procesamiento de imágenes y técnicas numéricas para cada proceso de transporte por separado.

Para entender bien el uso de fluidos análogos, replicamos el experimento de Backhaus (2011) construyendo una celda Hele – Shaw con acrílicos de dimensiones 15 cm x 10 cm x 8 mm. La separación entre placas fue de 1 mm aproximadamente, lo cual se logró utilizando delgadas láminas de aluminio. A diferencia de Backhaus (2011), visualizamos el transporte de masa tiñendo el agua pura con rodamina 6G con una concentración de 0.5 % vol. El cambio en la densidad del agua es despreciable. Se iluminó la celda en su parte posterior usando LED de 7 W de potencia y se usó un difusor para obtener un fondo de luz homogéneo. El montaje experimental construido para este experimento se presenta en la figura 3.

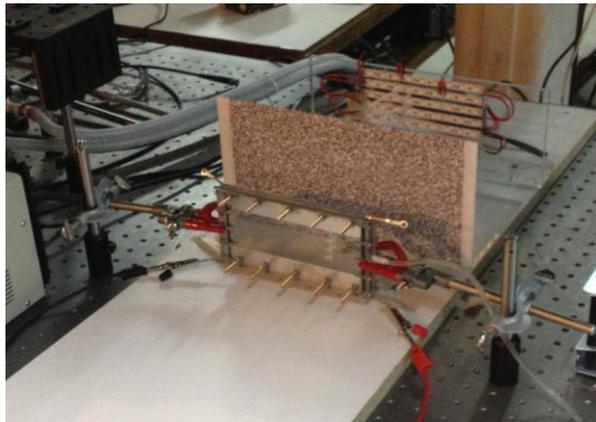


Figura 3. Montaje experimental usado para recrear el experimento de Backhaus (2011). En la imagen se observa la disposición de la celda Hele – Shaw completamente vertical, la pantalla difusora (con una imagen de puntos aleatorios adosada) y la disposición de la tabla de luz.

Inicialmente, el agua fue inyectada sobre el PPG con una concentración semejante al 30% de la masa total de la mezcla. El agua es menos densa que el PPG, pero su mezcla es más densa que este último fluido, induciendo la aparición de inestabilidades y el desarrollo de plumas convectivas. El registro se efectuó tomando fotografías de alta resolución cada 10 segundos con una cámara Canon de 18 Mpix. La figura 4 muestra una secuencia de imágenes del proceso de disolución observado luego de un tratamiento de imágenes, en los cuales se pueden visualizar interesantes estructuras originadas por la mezcla para diferentes tiempos.

El análisis detallado de estas estructuras puede entregar valiosa información acerca de la dinámica convectiva de la mezcla, por lo que hemos implementado métodos de segmentación de imágenes usando contornos activos sin bordes (Chan y Vese, 2001). La figura 5 muestra un resultado característico de esta segmentación, en donde es posible observar el PPG puro (Phase 10, ver pie de figura), la intromisión de agua pura (Phase 01) y la zona de mezcla (Phase 00).

Nuestro objetivo es obtener una cuantificación precisa del área de la mezcla y del perímetro de la mezcla, el cual es un trabajo aún en desarrollo.

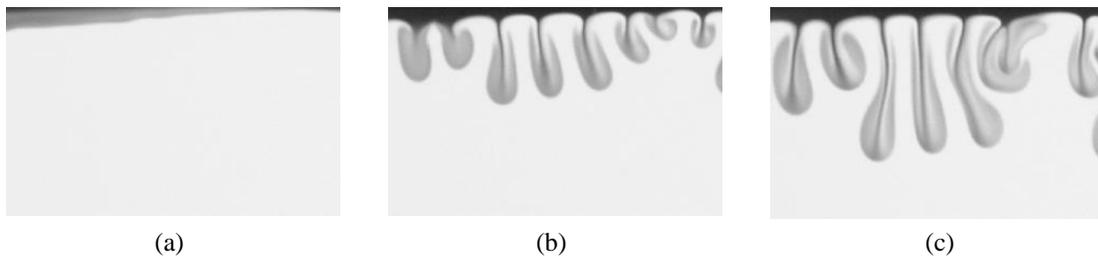


Figura 4. Distintas secuencias temporales del proceso de disolución de agua en PPG, lo cual representa la disolución del CO_2 en aguas geotérmicas. Cada imagen tiene un desfase de 2 min y la escala vertical de cada una de ellas es de aproximadamente 2 cm. La figura 4c muestra el fenómeno de coalescencia, en donde dos plumas se unen para formar una estructura más grande.

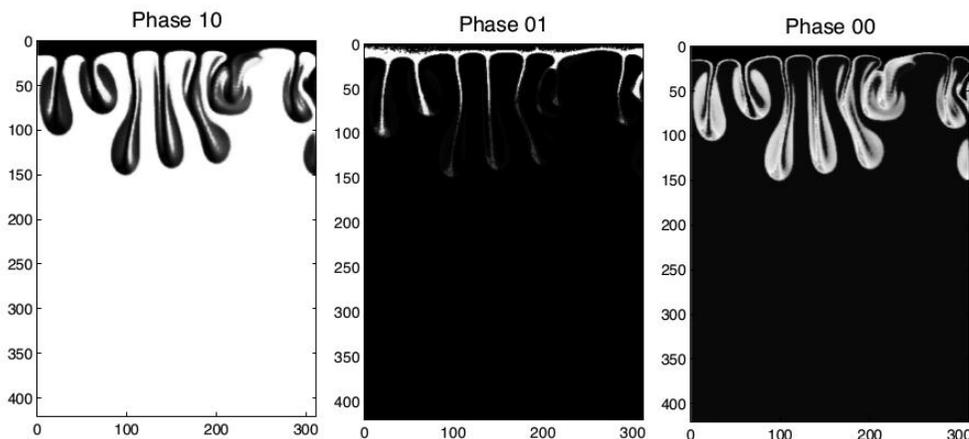


Figura 5. Caracterización de las estructuras de mezcla de la figura 4c usando métodos de segmentación, donde la escala está dada en píxeles. La conversión de escalas es $1 \text{ cm} = 150 \text{ px}$. La región blanca de la Phase 10 muestra la zona en donde el PPG es puro, mientras que la región blanca de la Phase 01 muestra el ingreso convectivo de agua pura debido a la inestabilidad RT. Finalmente, la región blanca de la Phase 00 muestra la mezcla de agua con PPG, en donde la densidad es mayor que la densidad del PPG puro.

Diversas técnicas experimentales han sido desarrolladas y publicadas en la literatura para visualizar la convección termal. Para obtener un mapa de alta resolución del transporte de calor en el fluido PPG, estamos implementando la técnica Background Oriented Schlieren (BOS) la cual consiste en medir los efectos del cambio de índice de refracción sobre una imagen que actúa como “background” o imagen de fondo. Este cambio en el índice de refracción se debe al cambio de densidad del fluido, permitiendo conocer la temperatura usando una ecuación de estado $\rho = \rho(T)$ (Richard y Raffel, 2001; Venkatakrishnan y Meier, 2004). Hemos logrado construir un modelo que relaciona la densidad y la viscosidad dinámica de la solución acuosa del PPG con la concentración de agua en la mezcla y la temperatura, usando datos experimentales publicados en la literatura (Sun y Teja, 2004; NIST). El rango de temperaturas que usaremos en nuestros experimentos varía entre 20°C a 100°C . Este modelo, presentado en la ecuación (2), es una

extensión de la ecuación de Jouyban – Acree (Jouyban et al., 2004) la cual modela con bastante precisión datos físico-químicos de muchas mezclas.

$$\ln \rho = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^4 A_{ij} \frac{c^{j-1}}{T^{i-1}} \quad (2)$$

En la ecuación (2), c es la fracción de agua de la mezcla y T la temperatura absoluta. La figura 6 muestra el resultado de nuestra modelación.

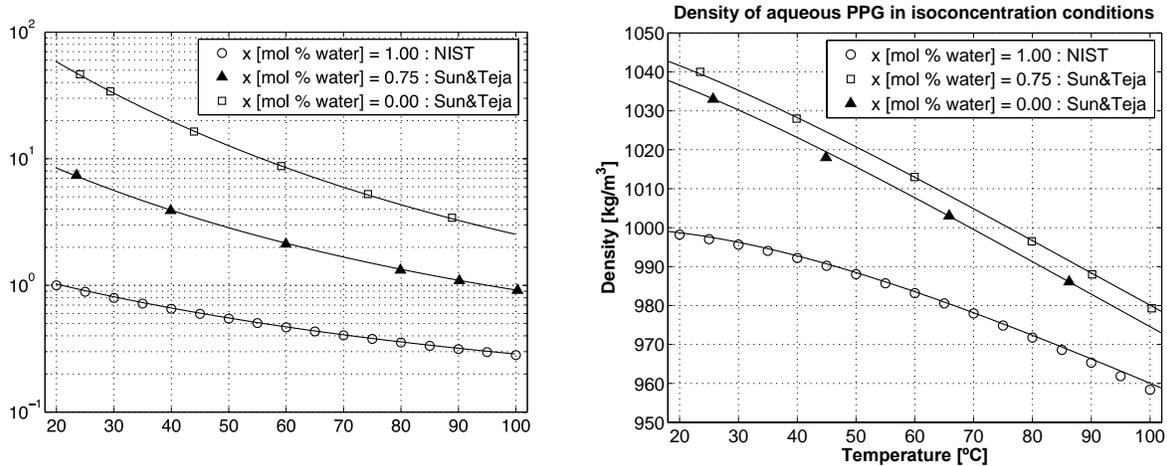


Figura 6. Resultado de la aplicación de la ecuación de estado (2) para la solución acuosa del PPG. **Izquierda.** Viscosidad dinámica como función de la temperatura, para distintas concentraciones de agua. **Derecha.** Densidad como función de la temperatura, para distintas concentraciones de agua. En ambas figuras, los puntos muestran las mediciones experimentales encontradas en la literatura para una cierta concentración molar de agua, mientras que las líneas sólidas representan el ajuste efectuado por nuestro modelo.

La figura 7 muestra el resultado de aplicar la técnica BOS en nuestro experimento.

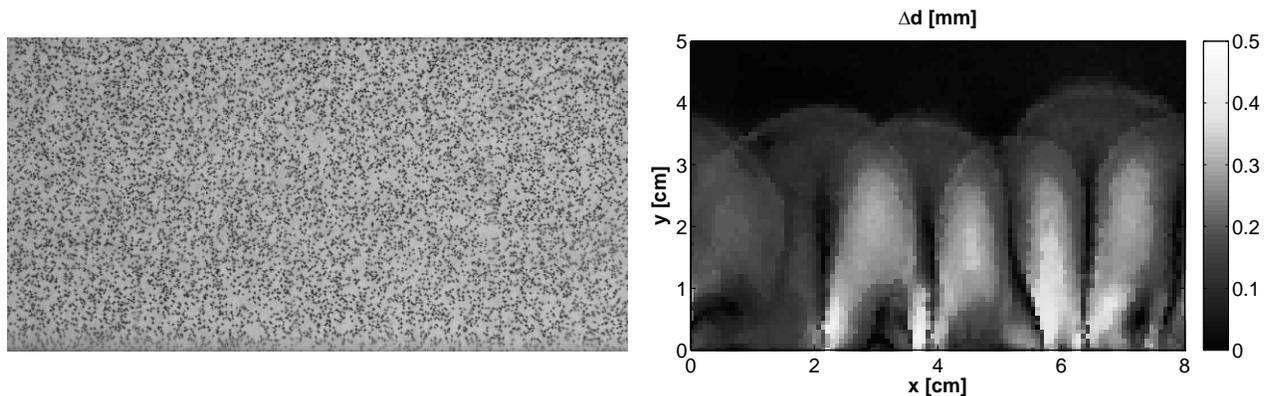


Figura 7. Técnica BOS aplicada en nuestro experimento. **Izquierda.** patrón de puntos aleatorios usado como imagen de fondo. **Derecha.** Medición del desplazamiento con respecto a la imagen de fondo inicial. La parte inferior de la celda se calentó a 56°C, mientras que la parte superior se mantuvo a 20°C. El máximo desplazamiento medido Δd fue del orden del diámetro de los puntos usados como background, lo cual es consistente con las observaciones realizadas mientras se desarrollaba la experiencia. La barra de colores muestra la magnitud del desplazamiento de puntos, en mm.

La imagen de fondo (background) consistió en una distribución aleatoria de 20 mil puntos en un área de 10 cm x 5 cm y cuyo diámetro era de 500 μm . El cambio en el índice de refracción provoca un cambio en la posición de los puntos, lo cual es posible medir mediante un algoritmo de correlación de imágenes PIV (Raffel et al., 1998). En la figura 7 se observa claramente la aparición de plumas térmicas, tal como se informa en la literatura (Cherkaoui et al., 2001; Otero et al., 2004; Hewitt et al., 2012).

5. CONCLUSIONES

El trabajo experimental desarrollado muestra que el uso de fluidos análogos que representen la disolución de CO_2 supercrítico con aguas geotermales es una buena herramienta experimental para entender los procesos físicos fundamentales que intervienen en el transporte de escalares. Cuando el agua pura (fluido que representa al CO_2) se mezcla con PPG (fluido que representa a las aguas geotérmicas), se crean inestabilidades RT que mejoran el transporte de agua pura. Además, se observa que las plumas tienden a unirse para formar plumas más grandes, mejorando el transporte de masa. Este fenómeno está bien documentado en la literatura.

Nuestro trabajo futuro consiste en fusionar la técnica BOS con la técnica PLIF (Planar Laser Induced Fluorescence) (Cruyningen, 1990) para medir el transporte de escalares e incorporar la técnica PIV para el transporte de momentum. Estas mediciones, en tiempo real, permitirían estudiar en detalle la fluidodinámica de la mezcla y estimar parámetros importantes del proceso de transporte de escalares, el rol de la turbulencia local para la optimización del proceso de mezcla y las escalas espaciales y temporales en las cuales se desarrolla la convección.

AGRADECIMIENTOS

Los estudios de doctorado de J. Letelier, en el cual se enmarca esta investigación, son financiados por CONICYT 21110836 “Programa de becas de doctorado nacional”.

J. Letelier agradece al centro de Excelencia de los Andes (CEGA) por el apoyo financiero entregado para asistir a cursos cortos de geotermia. Además, J. Letelier agradece al laboratorio de Física de Materia Fuera del Equilibrio (LMFE), lugar donde se realizan los experimentos, y al laboratorio de imágenes (MOTIV) del Centro de Modelamiento Matemático (CMM). Ambos laboratorios se encuentran en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas (FCFM) de la Universidad de Chile.

La participación de P. Herrera fue realizada en el marco del Proyecto CONICYT – FONDAP 15090013 "Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes" (CEGA).

REFERENCIAS

- Audigane, P., Gaus, I., Czernichowski I., Pruess K. y Xu T. 2007. Two – dimensional reactive transport modelling of CO₂ injection in a saline aquifer at the Sleipner site. *American Journal of Science*, 307, 974 – 1008.
- Bachu S., Gunther W. Y Perkins E. 1994. Aquifer disposal of CO₂ : Hidrodynamic and mineral trapping. *Energy Conversion and Management*, 35, 269 – 279.
- Backhaus S., Turitsyn K. y Ecke R. 2011. Convective instability and mass transport of diffusion layers in a Hele – Shaw geometry. *Physics Review Letters*, 106.
- Ben, Y., Demekhin, E. and Chang, H. 2002. A spectral theory for small amplitude miscible fingering. *Physics of Fluids*, 14, 999 – 1010.
- Benson S. y Cook P. 2006. *Underground geological storage*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Brown D. 2000. A Hot dry rock geothermal energy concept utilizing supercritical CO₂ instead water. In *25th Workshop on geothermal reservoir engineering*, 233 – 238.
- Brown E. y Saldivia J. 2000. Informe nacional sobre la gestión del agua en Chile. CEPAL, Naciones Unidas.
- Caltagirone, J. 1980. Stability of a saturated porous layer subject to a sudden rise in surface temperature. Comparison between the linear and energy methods. *Journal of Applied Mechanics*, 3, 47 – 58.
- CC-MMA, 2013. Informe nacional sobre el cambio climático. Ministerio del Medio Ambiente, 437 – 447.
- Chan, T. y Vese, L. 2001. Active contours without edges. *IEEE Transactions on Image Processing*, 10, 266 – 277.
- Cherkaoui, A. Y Wilcock, W. 2001. Laboratory studies of high Rayleigh number circulation in an open – top Hele – Shaw cell : An analog to mid – ocean ridge hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research*, 106, 10983 – 11000.
- Cruyningen, I. 1990. Quantitative imaging of concentration by planar laser-induced fluorescence. *Experiments in Fluids*, 10, 41 – 49.
- DEP-MOP. 2012. Estimación de recargas en cuencas altiplánicas, región de Atacama. División de Estudios y Planificación, Ministerio de Obras Públicas, 20.
- Elder, J. 1966. Steady free convection in a porous medium heated from below. *Journal of Fluid Mechanics*, 27, 29 – 48.

Ennis – King, J. Y Paterson L. 2003. Role of convective mixing in the long-term storage of carbon dioxide in deep saline formations. SPE Journal, 10, 349 – 356.

Ennis – King, J. Y Paterson L. 2005. Onset of convection in anisotropic porous media subject to a rapid change in boundary conditions. Physics of Fluids, 17.

ENRH – MOP, 2013. Estrategia Nacional de Recursos Hídricos, Ministerio de Obras Públicas, 9 – 16.

Farajzadeh, R. 2009. Enhanced Transport Phenomena in CO₂ Sequestration and CO₂ Enhanced Oil Recovery (EOR). PhD Thesis, Technische Universiteit Delft.

Foster, T. 1965. Stability of a homogeneous fluid cooled uniformly from above. Physics of Fluids, 8, 1249 – 1257.

García, J. y Pruess, K. 2002. Multiphase flow dynamics during CO₂ disposal into saline aquifers. Environmental Geology, 42, 282 – 295.

GEA, 2013. Geothermal Energy Association.
url: <http://www.geo-energy.org/currentUse.aspx>

GGE, 2013. GeoGlobal Energy Chile.
url : <http://www.geogloballc.com/Projects.aspx?ProjectID=48&Category=2&Country=0>

Glennon, J. y Pfaff, R. 2003. The extraordinary thermal activity of El Tatio Geysers Field, Antofagasta Region, Chile. Geysers Observation and Study Association (GOSA) Transactions, 8, 31 – 78

Golding, M., Neufeld, J., Hesse, M. y Huppert, H. 2010. Two-phase gravity currents in porous media. Journal of Fluid Mechanics, 678, 248 – 270.

Gray, W., Herrera, P., Gasda, S. y Dahle, H. 2012. Derivation of vertical equilibrium models for CO₂ migration from pore scale equations. International Journal of Numerical Analysis and Modelling, 9, 745 – 776.

Hewitt, D., Neufeld, J. Y Lister, J. 2012. Ultimate Regime of High Rayleigh Number Convection in a Porous Medium. Physics Review Letters, 108.

Holloway, S. 1997. An overview of the underground disposal of carbon dioxide. Energy Conversion and Management, 38, 193 – 198.

IDI, 2011. Instituto de Ingenieros de Chile. Temas prioritarios para una política nacional de recursos hídricos, 13 – 19.

IGA, 2013. International Geothermal Association.
url: http://www.geothermalenergy.org/geothermal_energy/que_es_la_energia_geotermica.html

INGEN, 2011. Revista Ingenieros, Edición N°197. Generación termoeléctrica.

Jouyban, A., Khattab, I., Bandarkar, F. Y Khoubnasabjafari, M. 2012. Density, viscosity, surface tension and molar volumen of propylene – glycol + water mixtures from 293 to 323 K and correlations by the Jouyban – Acree model. *Arabian Journal of Chemistry*.

Kneafsey, T. y Pruess, K. 2009. Laboratory flow experiments for visualizing carbon dioxide – induced, density – driven brine convection. *Transport Porous Media*, 82, 123 – 139.

Lahssen, A. y Trujillo, P. 1975. El Tatio Geothermal Field. Chile. In 2nd U.N. Symposium Development Use Geothermal Resources, San Francisco, 157 – 178.

Lahssen, A. 1976. Geothermal Exploration in Northern Chile. A summary. Min. Res. Conf. Honolulu, Hawaii, American Association of Petroleum Geologist, Memoir 25, 169 – 175.

Lahssen, A. 1985. Origen y potencial de energía geotérmica en los Andes de Chile. *Geología y Recursos Minerales de Chile* (Edit. Univ. de Concepción - Chile), 1, 423 – 238.

Linderberg, E. y Wessel – Berg, D. 1997. Vertical convection in an aquifer column under a gas cap of CO₂. *Energy Conversion Management*, 38, 229 – 234.

Magliocco, M., Kneafsey, T., Pruess, K. y Glaser, S. 2011. Laboratory experimental study of heat extraction from porous media by means of CO₂. In *Thirty Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University.

ME, 2008. Antecedentes sobre la matriz energética en Chile y sus desafíos para el futuro. Ministerio de Energía.

Neufeld, J, Hesse, M., Riaz, J., Hallworth ,M., Tchelepi, H. y Huppert, H. 2010. Convective dissolution of carbon dioxide in saline aquifers. *Geophysical Research Letters*, 37.

NIST. National Institute of Standards and Technology.

Nuñez, L., Grosjean, M., Messerli, B. y Schrelier, H. 1997. Cambios ambientales holocénicos en la Puna de Atacama y sus implicancias paleoclimáticas. *Estudios Atacameños* N°12, 25 – 33.

Orr, F. 2009. Onshore geologic storage of CO₂. *Science*. 325, 1656 – 1658.

Otero, J., Dontcheva, L., Johnston, H., Worthing, R., Kurganov, A., Petrova, G. y Doering, C. 2004. High Rayleigh number convection in a fluid saturated porous layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 500, 263 – 281.

Pau, G., Bell, J., Pruess, K., Almgren, A., Lijewski, M. y Zhang, K. 2010. High Resolution Simulation and Characterization of Density – Driven Flow in CO₂ Storage in Saline Aquifers. *Advanced Water Resources*.

PEG1, 2013. Piensa en Geotermia

url : <http://piensageotermia.com/archives/19431>

PEG2, 2013. Piensa en Geotermia.
url : <http://piensageotermia.com/archives/17278>

Pollack, H., Hurter, S. y Johnson, J. 1993. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31, 267 – 280.

Pruess, K. 2006. Enhanced geothermal systems (EGS) using CO₂ as working fluid - A novel approach for generating renewable energy with simultaneous sequestration of carbon. *Geothermics*, 35, 351 – 367.

Raffel, M., Willert, C., Welerey, S. y Kompenhans, J. 1998. *Particle Image Velocimetry*. Springer – Verlag.

Randolph, J. y Saar, M. 2010. Coupling Geothermal Energy Capture with Carbon Dioxide Sequestration in naturally permeable, porous geologic formations: A comparison with Enhanced Geothermal Systems. *Geothermal Resources Council Transactions*, 34, 433 – 437.

Rapaka, S., Chen, S., Pawar, R., Stauffer, P. y Zhang, D. 2008. Non-modal growth of perturbations in density-driven convection in porous media. *Journal of Fluid Mechanics*, 609, 285 – 303.

Riaz, A., Hesse, M., Tchelepi, H. y Orr, F. 2006. Onset of convection in a gravitationally unstable diffuse boundary layer in porous media. *Journal of Fluid Mechanics*, 548, 87 – 111.

Richard, H. y Raffel, M. 2001. Principle and applications of the background oriented schlieren (BOS) method. *Measurement Science. and Technology*, 12, 1576 – 1585.

Saar, M. 2012. The multi-functionality of geologically sequestered carbon dioxide: From geothermal energy extraction to renewable energy storage. *Midwest Groundwater Conference*.

Sun, T. y Teja, S. 2004. Density, viscosity and thermal conductivity of aqueous solutions of Propylene – Glycol, Dipropylene – Glycol and Tripropylene – Glycol between 290 K and 460 K. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 49, 1311 – 1317.

Teng, H., Yamasaki, A., Chun, M. y Lee, H. 1997. Solubility of liquid CO₂ in water at temperatures from 278 K to 293 K and pressures from 6.44 MPa to 29.49 MPa and densities of the corresponding aqueous solutions. *Journal of Chemistry and Thermodynamics*, 29, 1301 – 1310.

Van der Meer, J. 1992. Investigations regarding the storage of carbon dioxide in aquifers in the Netherlands. *Energy Conversion Management*, 33, 611 – 618.

Venkatakrishnan, L. y Meier, G. 2004. Density measurements using the Background Oriented Schlieren technique. *Experiments in Fluids*. 37, 237 – 247.

Yang, C. And Gu, Y. 2006. Accelerated mass transfer of CO₂ in reservoir brane due to density-driven natural convection at high pressures and elevated temperatures. *Industrial and Engineering Chemistry Research*, 45, 2430 – 2436.

Zuñiga, A. y Pimentel, S. 2009. La industria chilena del cobre frente al cambio climático. In *Minería del cobre : Apostando al futuro*, Santiago.