



Interacciones entre el agua superficial y subterránea en la región del Bío Bío de Chile

Interactions between groundwater and surface water in the Bío Bío region of Chile

Fecha de entrega: 19 de julio 2012

Fecha de aceptación: 10 de septiembre 2012

José Luis Arumí¹, Diego Rivera¹, Enrique Muñoz² y Max Billib³

¹Centro del Agua para la Agricultura, Departamento de Recursos Hídricos, Universidad de Concepción, Chile, jarumi@udec.cl, dirivera@udec.cl

²Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Chile, emunozo@ucsc.cl

³Institute of Water Resources Management, Hydrology and Agricultural Hydraulic Engineering, Leibniz University of Hannover, Germany, billib@iww.uni-hannover.de

Los procesos geológicos que formaron el territorio de la zona central de Chile produjeron las condiciones para que existan importantes interacciones entre los sistemas de agua superficial y subterránea. Si bien estas interacciones son bastantes características en la zona Central de Chile, no son adecuadamente comprendidas por usuarios del agua, quienes aún mantienen un antiguo paradigma de considerar los sistemas superficiales como elementos separados de los sistemas subterráneos, situación que ha generado múltiples conflictos para la administración de los recursos hídricos de la zona. Con el fin de ilustrar los diferentes tipos de interacciones existentes en la zona central de Chile, este documento presenta casos de estudio realizados en la Región del Bío Bío de Chile, donde se identifica y explica este tipo de interacciones mediante análisis geológicos y aplicaciones de modelos hidrológicos. Se presentan tres casos de estudio: i) la zona alta del río Diguillín y su relación con la falta de agua en el Valle del estero Renegado, ii) la zona de Cato y su limitación productiva por altos niveles de agua subterránea, y iii) el efecto de la formación de las Arenas del Laja en el balance hídrico de los ríos de dicha cuenca. Luego de presentar estos casos de estudio se hace énfasis en que, el uso de modelos simples como la trasposición de caudales crecidas o el supuesto de igualdad de rendimiento específico, pueden generar resultados erróneos cuando existen cuencas donde las condiciones geológicas producen importantes trasvase de agua subterránea.

Palabras clave: disponibilidad de agua, cuencas Andinas, interacción aguas superficial y subterránea

The geological processes that formed the central zone of Chile produced the conditions which favour the existence of important interactions between the surface water and groundwater systems. While these interactions are characteristic features in the Central Zone of Chile, they are not adequately understood by water users, who still maintain an old paradigm of considering surface systems as separate elements from the underground systems, a situation that has led to many conflicts in the management of water resources in the area. In order to illustrate the different types of interactions in central Chile, this paper presents study cases performed in the Bío Bío Region of Chile, which identifies and explains these interactions by geological analyses and hydrological model applications. Three case studies are presented: i) the upper area of Diguillín river and its relation to the lack of water in the Renegado valley, ii) the Cato river area and its production limitation by high groundwater levels, and iii) the effect of the Arenas del Laja formation in the basin water balance. After presenting these case studies it is emphasized that the use of simple models such as the transposition of flood flows or the assumption of constant specific flows, may give erroneous results when there are basins where geological conditions cause significant diversion of groundwater.

Keywords: water availability, Andean watersheds, groundwater and surface water interaction

Introducción

En la zona central de Chile existen interacciones entre los sistemas de agua superficial y subterránea que se pueden definir por medio de los procesos geológicos que crearon los depósitos y unidades litológicas. Sin embargo, estas interacciones no son comprendidas entre los distintos usuarios del agua, quienes aún visualizan estos sistemas como elementos independientes. Por ejemplo, es común que las autoridades se refieran a la transferencia de agua desde un río a un acuífero como “pérdidas” y en el caso contrario como “recuperaciones” cuando el río recibe agua desde un acuífero (ProItata, 1992). Esto evidencia el punto de vista de tratar a las aguas superficiales como el sistema que se maneja y a las aguas subterráneas como algo aparte.

Esta desvinculación entre ambos sistemas causa problemas en la administración de los recursos hídricos porque se pierde el concepto de que las aguas subterráneas infiltran en un punto de la cuenca para luego desplazarse y aflorar en otro, siendo parte del balance hídrico de la misma. Producto de dicha visión de los sistemas superficial y subterráneo como sistemas independientes, hasta el año 2005 se otorgaban derechos de aguas subterráneas cerca de cauces superficiales. Ello generó una serie de conflictos que motivaron una de las modificaciones del Código de Aguas en el año 2005. Sin embargo, estas modificaciones no permiten enfrentar conflictos relacionados con el manejo de cauces como el que se produjo cuando se realizó una extracción de áridos en el río Chillán para la ampliación de la Ruta 5, problema que causó un descenso del nivel freático en el sector Los Colihues (cercano a Chillán) dejando a 60 familias sin agua potable (Prisma, 2004).

Este documento tiene como objetivo entregar información sobre las interacciones entre los sistemas de agua superficial y subterránea mediante la síntesis de los resultados de tres estudios previos realizados en la región del Bío Bío, Chile (Figura 1) y la explicación de ellas mediante análisis geológicos y aplicaciones de modelos hidrológicos.

Interacciones agua superficial-subterránea

Tradicionalmente los sistemas de aguas superficiales y subterráneos han sido tratados en forma independiente.

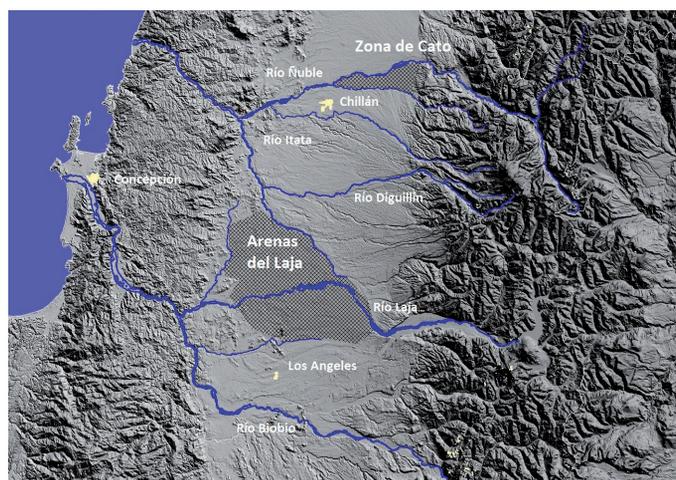


Figura 1: Ubicación en la Región del Bío Bío de los tres casos de estudio cuyos resultados se presentan en este documento: Alto Diguillín; Zona de Cato y Arenas del Laja

Por ejemplo, en los estudios de crecidas se considera que la infiltración es una pérdida de agua y en modelos de escurrimiento superficial que los sistemas de agua subterráneas son embalses lineales (Singh, 1995). Mientras que desde el punto de vista de las aguas subterráneas, la recarga se consideraba como una constante que debía ser calibrada para cumplir con el balance hídrico (Cirimo y McDonnell, 1997; Delleur, 1999; Peckenpaugh y Dugan, 1983).

A partir de la segunda mitad de la década de los noventa surgió con fuerza el concepto de que los sistemas de agua superficial y subterráneo están interconectados, y que el manejo que se haga sobre uno de ellos afecta al otro (Winter *et al.*, 1998; Woessner, 2000; Sophocleous, 2002; Fernald, 2002; Bencala, 2011). Según Sophocleous (2002), el estudio de la interacción entre las aguas superficiales y subterráneas se ha orientado principalmente hacia dos grandes áreas: i) procesos de recarga y descarga de aguas subterráneas y ii) estudios de los procesos bioquímicos y geo-ecológicos que ocurren en la capa de sedimentos que se encuentra bajo los cuerpos de agua superficiales (zona hiporreica) y su efecto en la calidad del agua. Este documento se centra en el primer tema, por lo cual esto será discutido en las secciones posteriores. Con relación al segundo tema, éste es tremendamente interesante desde el punto de vista de la Ingeniería Ambiental. Se han hecho avances interesantes en relación al impacto que tiene la interacción agua superficial-subterránea en la degradación de contaminantes y por ende en la calidad de los recursos

hídricos (Cirno y McDonnell, 1997; Hinkle *et al.*, 2001, Fernald, 2002). Pruebas de trazadores han demostrado que un alto porcentaje del agua que escurre por un río ha pasado a través de la zona hiporreica, produciéndose un importante almacenamiento transitorio (Fernald, 2002; Bencala *et al.*, 2011) que genera condiciones anaeróbicas que permiten la degradación del nitrógeno (Hinkle *et al.*, 2001; Jonsson *et al.*, 2003).

Con respecto a los procesos de recarga y descarga de aguas subterráneas, estos pueden cambiar tanto temporal como espacialmente dependiendo de la zona donde se infiltra o exfiltra agua. Por ejemplo, dependiendo de la topografía, un río en verano puede recibir aportes de aguas subterráneas (exfiltraciones), pero en invierno, frente a condiciones de mayor caudal, éste puede infiltrar agua hacia el sistema subterráneo. En términos generales la relación entre un cauce y un río puede ser agrupada en tres condiciones (Bencala, 2011): i) río que pierde agua por infiltración hacia un sistema de aguas subterráneas al cual está conectado (Figura 2a), ii) río que pierde agua por infiltración hacia un sistema de aguas subterráneas al cual no está conectado debido a que la tasa de infiltración es limitada por la permeabilidad de los sedimentos existentes en el lecho del río, lo que produce condiciones de flujo no saturado entre el lecho del río y el acuífero (Figura 2b) y iii) río que recibe aguas por exfiltración desde el sistema de aguas subterráneas (Figura 2c).

Antecedentes geológicos generales de la zona central de Chile

Desde Arica hasta el Golfo de Penas, Chile se encuentra localizado en una zona de activa subducción tectónica donde la placa de Nazca se hunde bajo la placa Sudamericana, provocando que la parte Oeste del Continente Sudamericano presente una continua elevación que produce las cadenas montañosas que existen a lo largo de la costa Pacífica de Sud América. Ver antecedentes de la orogénesis de los Andes en, por ejemplo, Cembrano *et al.* (2007).

Hace aproximadamente 100 millones de años, una importante actividad tectónica creó la actual Cordillera de los Andes, forzando a los ríos que se formaron en su cara occidental a labrar valles en su movimiento al océano (Figura 3a).

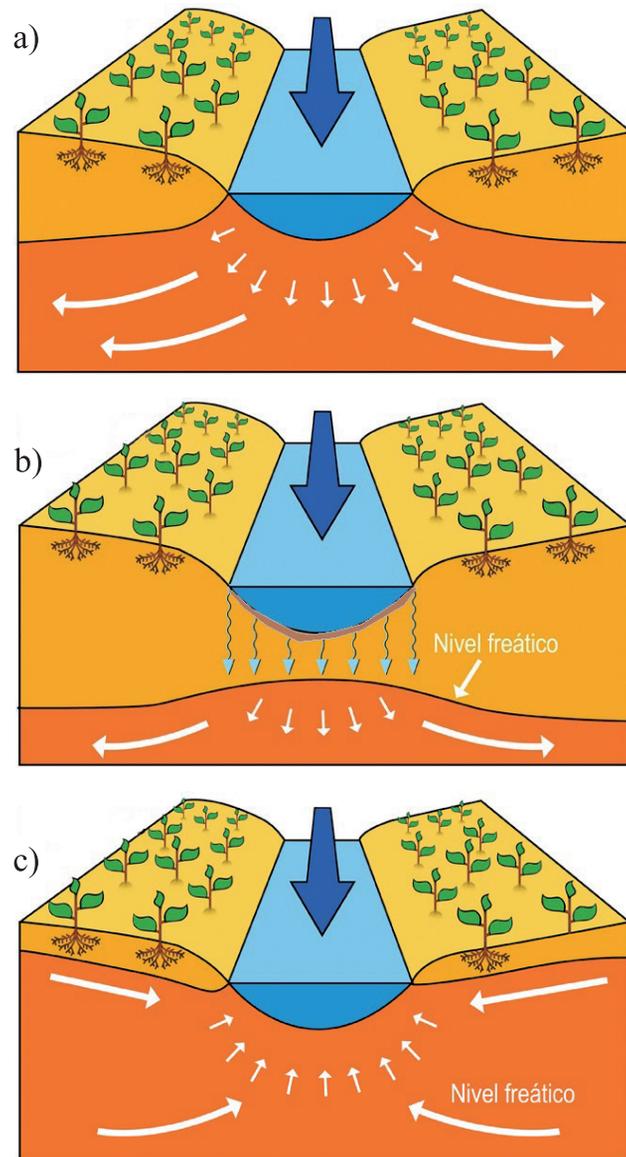
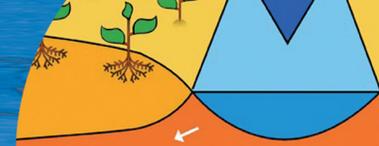


Figura 2: Conceptualización de la conexión entre un río y un acuífero: a) río que recarga a un sistema de aguas subterráneas, b) río que infiltra agua a un sistema subterráneo desconectado y c) río que recibe aguas subterráneas

En la zona centro sur de Chile una continua actividad tectónica lentamente creó una depresión (Figura 3b) que fue cubierta por sedimentos formando lo que actualmente se llama depresión central. Sin embargo, debido a que los ríos ya habían labrado sus valles hacia el océano, la tendencia general de escurrimiento Este-Oeste se mantuvo (Figura 3c), generando las cuencas Andinas características de la zona centro sur de Chile, como por ejemplo, las cuencas de los ríos Itata y Bío Bío.

Esta depresión central, que localmente se llama Valle



Central, fue rellenada por depósitos que incluyen una mayor participación de materiales de origen fluvio-glacial y lúmnico, así como horizontes del suelo formados por cenizas y otros materiales procedentes del volcanismo cuaternario (Borgell, 1983). Además, ligado a la actividad volcánica se desarrollaron gruesos y extensos depósitos laháricos en forma de abanicos, así como depósitos de flujos piroclásticos (ignimbríticos) y de cenizas (Moreno y Varela, 1985). Esto provocó en los suelos, la existencia de horizontes de baja permeabilidad, y en consecuencia, la presencia de acuíferos colgados con niveles freáticos poco profundos (Arumí y Oyarzún, 2006).

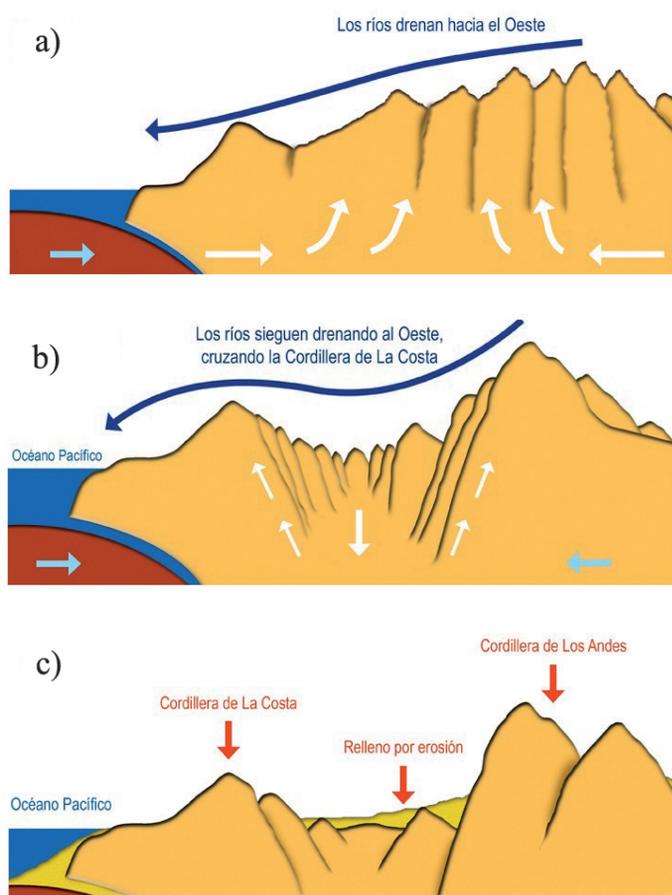


Figura 3: Evolución geológica de la zona central de Chile. a) Tectónica de subducción crea la Cordillera de los Andes, b) varios sistemas de fallas crean una depresión central que c) posteriormente fue rellenada con sedimentos.

En la zona central de Chile, la precipitación es causada por sistemas frontales provenientes del océano Pacífico, que chocan contra la Cordillera de los Andes que a su vez constituye una importante barrera orográfica que regula el clima en Sud América (Garreaud *et al.*, 2009).

Debido a esto, la Cordillera de los Andes recibe una mayor precipitación constituyendo una zona activa de recarga de aguas subterráneas, principalmente producto de los procesos de infiltración y transporte que se producen en los valles, cauces y sistemas fracturados, existentes tanto en las zonas altas como en la pre-cordillera (Carling *et al.*, 2012).

Al poniente del Valle Central, la Cordillera de la Costa actúa como una barrera geológica. Esto se puede apreciar en la Figura 4, donde se muestra como la red de drenaje superficial se concentra en el Valle del Itata, donde logra cruzar la Cordillera de la Costa. Además, se muestran las curvas equipotenciales del nivel freático del acuífero del Itata desarrolladas por DGA (2011) y que representan la misma tendencia de concentrar el flujo en el Valle del Itata.

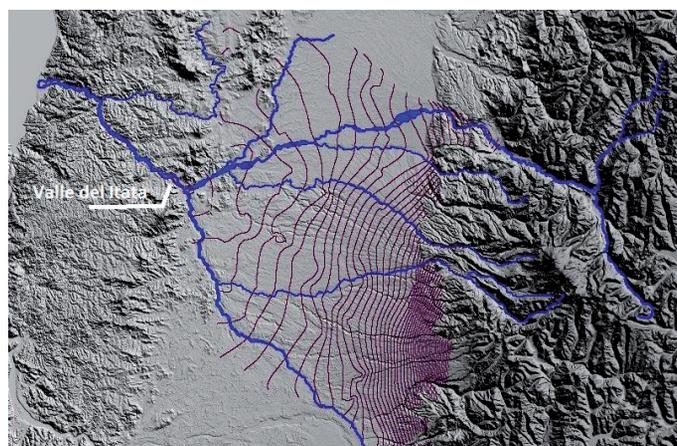


Figura 4: Modelo digital de elevación de terreno de la cuenca del Itata, donde se muestra el efecto de barrera geológica que produce la Cordillera de la Costa al concentrar los ríos y las aguas subterráneas en el Valle del Itata.

Caso 1: El agua que falta en el estero Renegado

Antecedentes de la cuenca

La cuenca del río Diguillín nace en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, en los faldeos del complejo volcánico Nevados del Chillán en la Región del Bío Bío, y es uno de los principales tributarios del río Itata. La parte superior de la cuenca está controlada por dos estaciones fluviométricas operadas por la Dirección General de Aguas: Renegado en Invernada y Diguillín en San Lorenzo (ver Figura 5), que controlan las subcuencas llamadas Renegado y Alto Diguillín respectivamente.

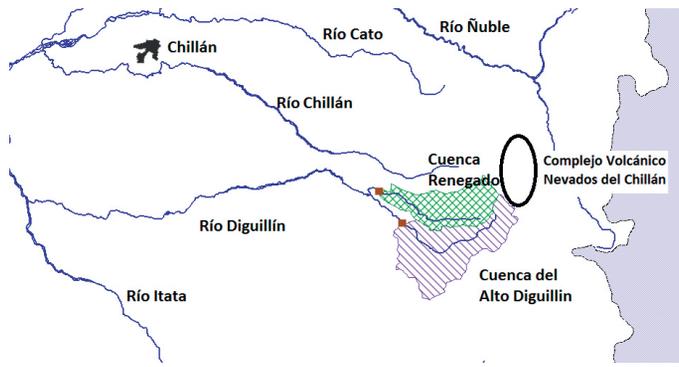


Figura 5: Ubicación de las cuencas del Diguillín y del Renegado

La geología de la parte alta de la cuenca del Diguillín es descrita en detalle por Dixon *et al.* (1999) y Naranjo *et al.* (2008), quienes explican la marcada influencia de los procesos volcánicos asociados al Complejo Termas de Chillán en dicha cuenca. Este complejo volcánico se desarrolla a lo largo de una línea de 12 km en sentido Norte-Sur y está constituida por varios tipos de estructuras creadas a lo largo de diferentes procesos que han ocurrido desde hace unos 650 mil de años (Naranjo *et al.*, 2008).

Particular importancia tiene la descripción que realizan Naranjo *et al.* (2008) sobre la formación de las unidades de lavas que rellenan el valle del río Renegado. En efecto, este valle se formó por la siguiente secuencia de flujos de lava: i) lavas los Pincheira (Pleistoceno Medio), que cortaron su paso por una gran formación glaciaria formando las paredes características que cierran el valle y abriéndose en lo que es hoy día la localidad de los Lleuques, ii) lavas Diguillín (Pleistoceno Medio), que bajaron por el valle hasta que fueron bloqueadas por las lavas Pincheira lo que las obligó a desviarse hacia el sur, cerrando el valle del Renegado y forzando su conexión con el Diguillín, iii) lavas Atacalco (Pleistoceno Medio-Superior) al igual que las anteriores rellenan el valle y se acumularon en el sector de Atacalco desviándose hacia el Diguillín, iv) lavas Lanalhue (Pleistoceno Superior) que rellenan la parte superior del valle, formando la meseta que se observa hoy en el sector de las Trancas. Los rellenos recientes del estero Renegado han terminado por formar el paisaje que se observa actualmente. La secuencia de rellenos anteriormente descrita, produjo que el valle del Renegado se desarrolle a mayor altura que el valle del Diguillín. Del análisis del modelo de elevación digital de terreno obtenido mediante los archivos SRTM (NASA, 2005), se puede generar la

curva hipsométrica para cada cuenca donde claramente se aprecia que la cuenca del Renegado se desarrolla a mayor altura que la cuenca del Alto Diguillín (Figura 6).

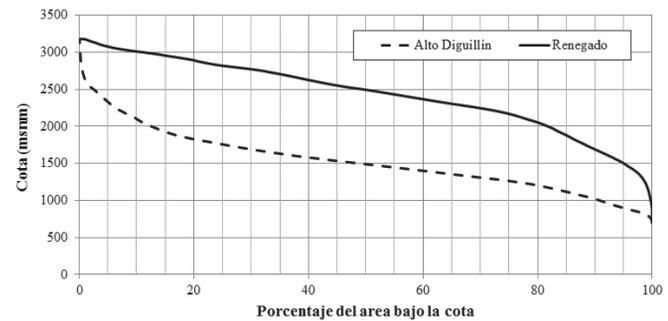


Figura 6. Curvas hipsométricas para las cuencas del Alto Diguillín y Renegado

Una marcada diferencia entre ambas cuencas se produce al comparar los caudales específicos de ambas cuencas, pues el río Renegado presenta caudales específicos menores en comparación con los del Diguillín. Con el fin de tener un tercer punto de comparación, se utilizaron los datos del río Chillán en Esperanza (localizado inmediatamente al norte del estero Renegado), encontrándose que los caudales específicos del estero Renegado son anormalmente bajos (Figura 7).

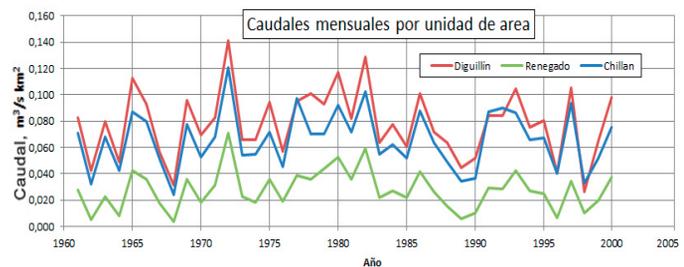


Figura 7: Comparación de los caudales específicos para los ríos Chillán, Diguillín y Renegado

Si bien es necesario considerar que la cuenca del Renegado tiene una mayor superficie sobre la cota de la línea de nieve que la cuenca del Alto Diguillín, durante el período de deshielos, el caudal específico sigue siendo menor que en el caso de Alto Diguillín, por lo que el almacenamiento y derretimiento de nieve debe descartarse para explicar esta diferencia, pues ambas cuencas pierden su cobertura nival en verano y las superficies de los glaciares existentes en el volcán Chillán es pequeña (aproximadamente 50 hectáreas). En relación a la temporada invernal, recorridos en terreno permitieron apreciar que durante los eventos



de precipitaciones, no se observa una mayor escorrentía inmediata en la cuenca del Renegado, pues los suelos son altamente permeables existiendo una alta tasa de infiltración.

Balance hídrico

Se utilizó un modelo de balance hídrico para estudiar los procesos hidrológicos de la cuenca del Diguillín. Mediante el análisis de los procesos pluviales y de derretimiento de nieve en la cuenca considerando tres componentes de almacenamiento: i) nival donde la acumulación y derretimiento de nieve se estima mediante el uso del método de grados día (Rango y Martinec, 1995), ii) suelo, donde se considera una tasa variable de infiltración que depende de la humedad del suelo y las extracciones por evapotranspiración, y iii) sistema subterráneo, que considera un almacenamiento lineal (Muñoz, 2010; Muñoz *et al.*, 2011). La implementación, calibración y validación del modelo es descrita por Zúñiga *et al.* (2012), quienes al evaluar el balance hídrico en ambas cuencas, pudieron estimar que aproximadamente el 75% del flujo base que debería escurrir en la cuenca del Renegado se infiltra y es aportado en forma subterránea a la cuenca del Diguillín, aguas abajo de la confluencia de ambos cauces.

Análisis del sistema fracturado

Durante el año 2012 se realizaron campañas de terreno para determinar cómo las aguas subterráneas provenientes del estero Renegado descargan al río Diguillín. Como resultado de estos recorridos se identificó un tramo de 6 km de largo (Figura 8) donde existen múltiples vertientes que descargan agua al río Diguillín desde rocas fracturadas (Figuras 9a y 9b). El caudal descargado por estas vertientes incrementa significativamente el caudal del río Diguillín, lo que es especialmente importante en la época de estiaje, pues asegura una mínima disponibilidad de agua para riego. Como ejemplo de lo anterior, aforos realizados en marzo de 2012, indican que el río Diguillín tenía un caudal de 3.5 m³/s en San Lorenzo (aguas arriba de las vertientes) y la descarga de estas vertientes aportaba con una cantidad similar de agua.

Al analizar estas vertientes se constató que corresponden a descargas de un sistema de rocas fracturadas asociado a la formación Diguillín. En este sentido cobra importancia

la descripción que hacen Naranjo *et al.* (2008), sobre la formación de las distintas capas de lava que rellenaron el valle del Renegado cortando paso a través de un glaciar o vaciándose sobre un lago, produciéndose un proceso llamado diaclasamiento de las rocas al enfriarse las capas y ser cubiertas por las capas de material derretido que continuaba llegando, esta fracturación puede ser claramente apreciada en las Figuras 9a y 9b.

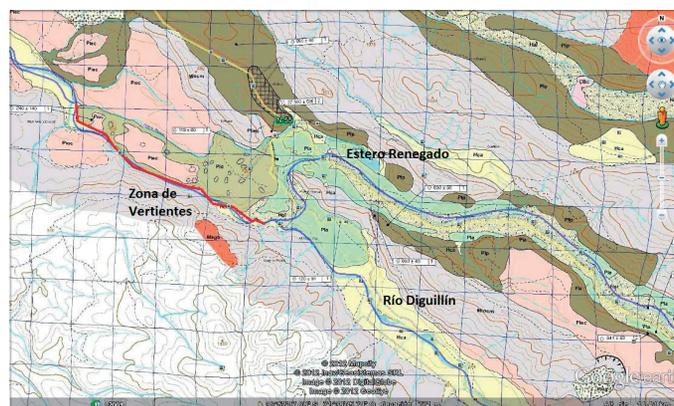


Figura 8: Sector de las Turbinas, donde se identificó una zona con vertientes que caen al río Diguillín (línea roja)

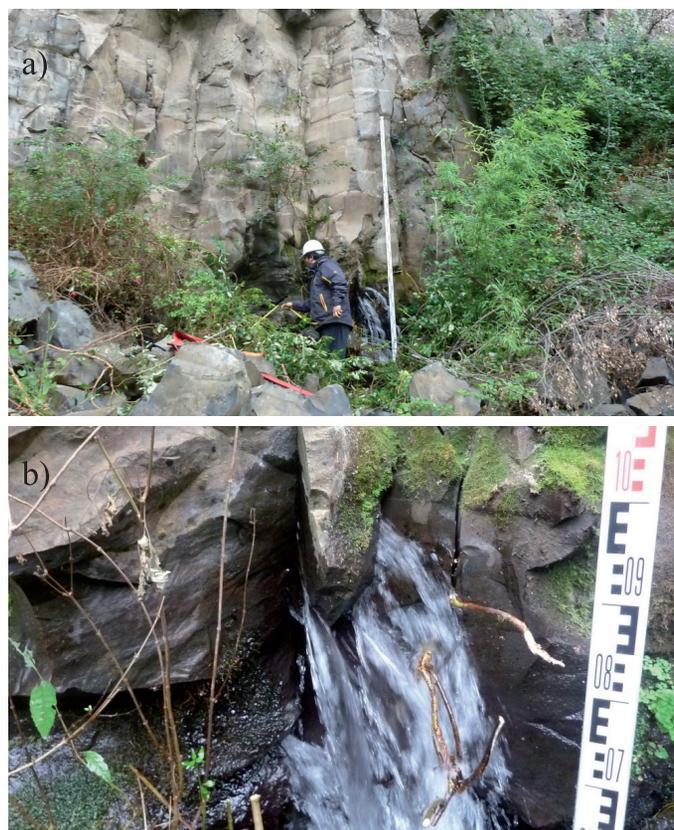


Figura 9: Vertientes que descargan al río Diguillín desde formaciones de rocas fracturadas ubicadas en el sector mostrado en la Figura 8



Los suelos existentes en el valle del Renegado son permeables (arenas volcánicas) por lo cual la lluvia que cae infiltra rápidamente, al igual que el agua que se derrite desde la nieve. Por ello una componente importante de la escorrentía de la cuenca se produce en forma subterránea no descargando al estero Renegado sino que escurriendo hacia el río Diguillín a través de un sistema de rocas fracturadas. Por lo anterior, se puede inferir que el estero Renegado es, en términos hidrológicos, un cauce que pierde agua por infiltración (Figura 2b) y que está desconectado de los depósitos de aguas subterráneas. Por eso no hay pozos norias en la zona y todas las captaciones de aguas son vertientes o se sacan directamente del río.

Caso 2: La zona de Cato

Como se mencionó, la depresión central se rellenó por sucesivos depósitos de material proveniente de la Cordillera de los Andes.

En el caso de la cuenca del Itata, dos importantes depósitos son los abanicos pleistocénicos del río Ñuble (Abanico de San Carlos) y del río Chillán (Abanico de Chillán). Ambas formaciones se unen al norte de la ciudad de Chillán formando en dicha unión el río Cato, que se desarrolla a una cota mucho más baja que los ríos Ñuble y Chillán (Figura 10).

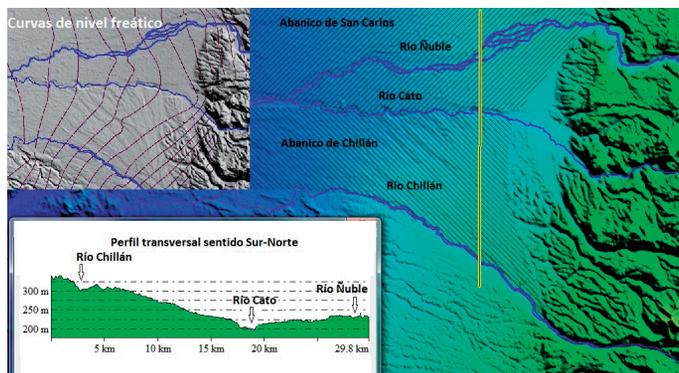


Figura 10: Antecedente de la zona de Cato. Curvas equipotenciales del nivel freático y el modelo digital de terreno donde se aprecia que el río Cato se desarrolla a una menor cota que los ríos vecinos Chillán y Ñuble

El análisis de la hidrología de esta zona permitió establecer que existe una importante interacción entre el sistema de aguas subterráneas entre los ríos Cato y Ñuble. Al ingresar

al Valle Central, el río Ñuble recarga al sistema de aguas subterráneas, de acuerdo al esquema mostrado en la Figura 2a, y posteriormente cambia a un río que recibe aportes de aguas subterráneas (Figura 2c). Por otro lado, el río Cato es un río que recibe las aguas subterráneas a través de los rellenos de alta permeabilidad que unen ambos ríos, y que forman un sistema acuífero que además es recargado por infiltraciones de canales de riego y excesos de riego superficial (Figura 11).

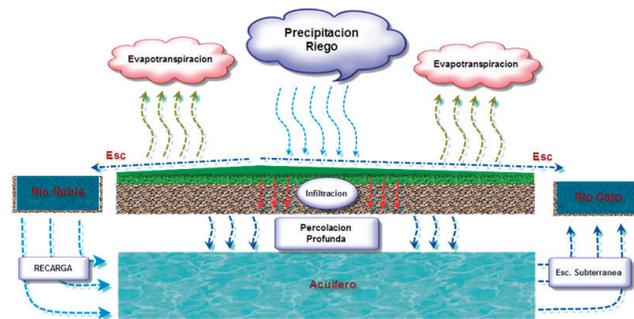
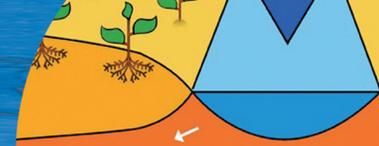


Figura 11: Esquema conceptual de las interacciones hidrológicas existentes en la zona de Cato

Caso 3: El río Laja

El río Laja es el principal afluente del río Bío Bío y nace de las filtraciones que se producen a través de la barrera de material volcánico que cierra el Lago Laja. Debido a la presencia de restos de la caldera volcánica del Dañicalqui, ubicada al Norte de dicho río, la cuenca del Laja se estrecha en el sector de Rucúe, para después abrirse formando un abanico (Figura 12).

La formación de este abanico, característico del Laja es presentada por Thiele *et al.* (1998), quienes describen las unidades geológicas existentes y los procesos que formaron dicho territorio producto de la actividad del volcán Antuco ocurrida durante el Pleistoceno superior y Holoceno temprano. Una erupción del volcán Antuco cerró el desagüe del Lago Laja provocando una barrera de 100 m de altura que al aumentar el nivel del lago colapsó generando un gigantesco aluvión que formó el abanico, que localmente se denomina “Arenas del Laja” (Figura 13). Estos depósitos tienen un espesor de aproximadamente 10 m y se encuentran sobre un antiguo lahar que es varias veces menos permeable que las arenas. Esta condición produce que las Arenas del Laja constituyan un sistema superficial de aguas subterráneas que es recargado por infiltraciones



del río Laja, los canales de riego y directamente por aguas lluvias.

Durante el verano del año 2008, se realizó un estudio que permitió estimar que la parte superior del río Laja corresponde a un río que pierde agua hacia los sistemas de aguas subterráneas y recarga el sistema de aguas subterráneas con una tasa de 4 a 10 m³/s (Arumí *et al.*, 2012).

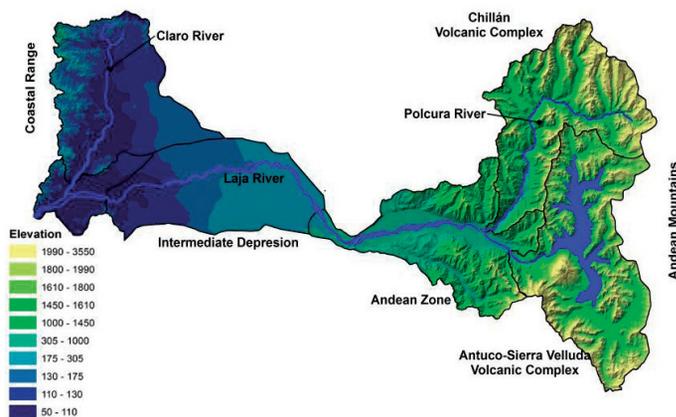


Figura 12: Cuenca del río Laja (Arumí *et al.*, 2012)

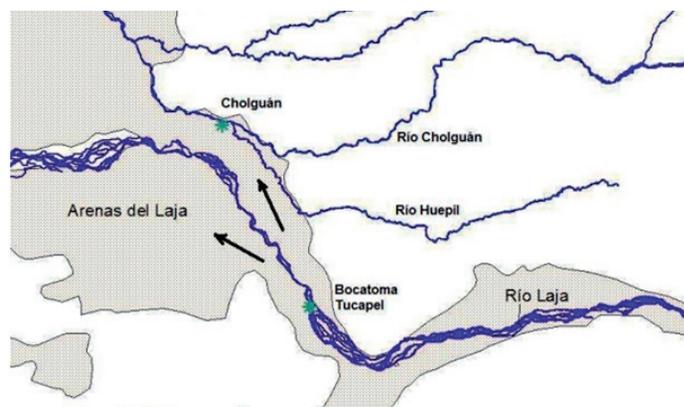


Figura 13: Esquema del flujo regional de aguas subterráneas en la zona de las Arenas del Laja (Arumí *et al.*, 2012).

El sistema acuífero formado por las Arenas del Laja es drenado por cauces ubicados al poniente de la cuenca que se desarrollan en la unión entre los depósitos de arenas y la Cordillera de la Costa como los ríos Claro y Huaqui. Por otra parte, el río Claro se desarrolla en la parte baja de la cuenca del Laja, drenando la unión entre las Arenas del Laja y la Cordillera de la Costa, escurriendo en una dirección Norte-Sur (Figura 12). Al analizar el balance hídrico de este río se encuentra que los caudales de verano son anormalmente altos. Durante la temporada de estiaje

en Chile (octubre a abril), las precipitaciones tienen poco efecto en la generación de escorrentía ya que no contribuyen a más del 15% del total anual y prácticamente es consumida por evapotranspiración. Por esa razón el régimen hídrico en estos ríos posee una pronunciada recesión, llegando en algunos casos a secarse al final de esta temporada. En cambio, el río Claro tiene un caudal de verano casi constante que es originado por el drenaje de las aguas subterráneas liberadas por las Arenas del Laja. Una situación similar ocurre con el río Huaqui, que drena directamente el límite sur de las Arenas del Laja y que posee un alto valor de caudal por unidad de área (Figura 14).

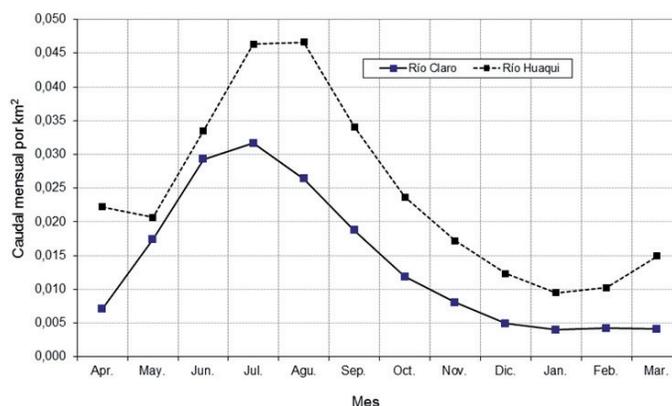


Figura 14: Comparación entre los ríos Claro y Huaqui que drenan las Arenas del Laja

Conclusiones

Como se presentó en los diferentes casos de estudio, en la zona central y precordillerana de la Región del Bío Bío, es posible identificar marcadas interacciones entre los sistemas de agua superficial y subterránea a causa de la geología existente. La tectónica produjo el alzamiento de las cordilleras y la formación de la depresión central, generando cuencas hidrográficas cuyos flujos escurren en el sentido Este-Oeste. Los cauces que drenan la depresión central, rellena por depósitos de material proveniente de las cordilleras, deben unirse para formar un curso principal que es capaz de cruzar la Cordillera de la Costa, proceso que genera marcadas zonas donde el nivel freático es superficial. Por otro lado, en la unión de las grandes formaciones de rellenos recientes con otras unidades geológicas, se forman cursos de agua que tienden a recibir el drenaje de los depósitos de aguas subterráneas, como es el caso de los ríos Cato, Claro y Huaqui. El volcanismo



produce una modificación del paisaje y de la red hidrológica como se evidencia en los procesos de formación del valle del Renegado y de las Arenas del Laja. En consecuencia, el régimen hídrico de ríos como el Diguillín, el Cato y el Claro o las causas de la existencia de altos niveles freáticos en la zona de Cato son en gran parte controlados por la existencia de estos mecanismos de interacción entre los sistemas superficiales y subterráneos.

Finalmente, es importante destacar que en la ingeniería práctica se utiliza muy frecuentemente el supuesto de similitud entre cuencas vecinas para aplicar las metodologías de suponer igualdad de rendimiento específico y/o trasposición de crecidas. Para esto es importante verificar con cuidado esta similitud hidrológica a través de un análisis de las características climáticas, geomorfológicas y tipo y uso de suelo. Pero en cuencas influenciadas por sistemas volcánicos (de las cuales hay muchas en Chile), se deberá considerar cuidadosamente la información geológica de cada cuenca antes de usar indiscriminadamente estos supuestos.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento a la Dirección General de Aguas por facilitar la información que hizo posible este trabajo. También se agradece a Conicyt por el financiamiento dado a través de los proyectos Conicyt-BMBF 2008-099 y Fondecyt 1110298.

Referencias

- Arumí, J.L. y Oyarzún, R.A. (2006). Las Aguas Subterráneas en Chile. *Boletín Geológico y Minero (IGME)* 117(1), 37-45.
- Arumí, J.L., Rivera, D., Rougier, A. y Díaz, R. (2012). Estimación de pérdidas de agua en tramos de ríos del sistema Laja-Diguillín en la zona central de Chile. *Tecnología y Ciencias del Agua* 3, 135-141.
- Bencala, K.E. (2011). Stream-Groundwater Interactions. In: Peter Wilderer (ed.) *Treatise on Water Science* 2, 537-546, Oxford: Academic Press.
- Bencala, K.E., Gooseff, M.N. and Kimball, B.A. (2011). Rethinking hyporheic flow and transient storage to advance understanding of stream-catchment connections. *Water Resources Research* 47, W00H03.
- Borgell, R. (1983). Geografía de Chile, Tomo II: Geomorfología. Instituto Geográfico Militar. Santiago, Chile.
- Carling, T, Mayo, A.L., Tingey, D. and Bruthans, J. (2012). Mechanisms, timing, and rates of arid region mountain front recharge. *Journal of Hydrology* 428-429, 15-31.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Yañez, G., Riquelme, R., García, M., González, G. and Hérail, G. (2007). Neotectonics. In *The Geology of Chile*. Moreno and Gibbons eds. The Geological Society of London
- Cirno, C.P. and McDonnell, J.J. (1997). Linking the hydrologic and biogeochemical controls of nitrogen transport in near-stream zones of temperate-forested catchments: a review. *Journal of Hydrology* 199(1-2), 88-120.
- Delleur, J.W. (1999). *The Handbook of Groundwater Engineering*. CRC Press. Boca Raton. Florida.
- DGA. (2011). Estudio hidrogeológico cuencas Bío Bío e Itata. Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Aquaterra Ingenieros Ltda.
- Dixon, H., Murphy, M., Sparks, S., Chávez, R., Naranjo, J., Dunkley, P., Young, S., Gilbert, J. and Pringle, M. (1999). The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26(2), 227-253.
- Fernald, A. (2002). Groundwater/Surface Water Interactions. New Mexico Annual Water Conference Proceedings. WRRI: 46th Proceedings, 323, 49-57.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R. and Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281(3), 180-195.
- Hinkle, S.R., Duff, J.H., Triska, F.J., Laenen, A., Gates, E.B., Bencala, K.E., Wentz, D.A. and Silva, S.R. (2001). Linking hyporheic flow and nitrogen cycling near the Willamette River - a large river in Oregon, USA. *Journal of Hydrology* 244(3-4), 157-180.
- Jonsson, K., Johansson, H. and Wörman A. (2003). Hyporheic exchange of reactive and conservative solutes in streams—tracer methodology and model interpretation. *Journal of Hydrology* 278(1-4), 153-171.
- Moreno, H. y Varela, J. (1985). Geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios de la Región Central y Sur de Chile. Suelos volcánicos de Chile. J. Tosso, ed., Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Ministerio de Agricultura, Chile, 491-526.



- Muñoz, E. (2010). *Desarrollo de un modelo hidrológico como herramienta de apoyo para la gestión del agua. Aplicación a la cuenca del río Laja, Chile*. Tesis Master, Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, Universidad de Cantabria, España.
- Muñoz, E., Álvarez, C., Billib, M., Arumí, J.L. and Rivera, D. (2011). Comparison of gridded and measured rainfall data for hydrological studies at basin scale. *Chilean Journal of Agricultural Research* **7**(3), 459-468
- Naranjo, J.A., Gilbert, J. y Sparks, R.S. (2008). Geología del complejo volcánico Nevados de Chillán, Región del Bío Bío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica **114**, 28pp.
- NASA (2005). Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) [en línea] <ftp://e0mss21u.ecs.nasa.gov/srtm/>
- Peckenpaugh, J.M. and Dugan, J.T. (1983). Hydrogeology of parts of the Central Platte and Lower Loup Natural Resources Districts. Nebraska. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation. Report 83-4219, 100 pp.
- Prisma (2004). Plan Maestro de Manejo de Cauces Cuenca del Río Chillán, VIII Región. Santiago, Chile.
- ProItata (1992). Proyecto Itata, Estudio Hidrológico y Situación Actual Agropecuaria. Comisión Nacional de Riego, Santiago, Chile.
- Rango, A. and Martinec, J. (1995). Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Journal of the American Water Resources Association* **31**(4), 657-669.
- Singh, V.P. (1995). *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications.
- Sophocleous, M. (2002). Interaction between groundwater and surface water: The state of the Science. *Hydrogeology Journal* **10**, 52-67.
- Thiele, R., Moreno, H., Elgueta, S., Lahsen, A., Rebolledo, S. y Petit-Breuilh, M.E. (1998). Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista Geológica de Chile* **25**(2), 229-253.
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L. and Alley, W.M. (1998). Ground Water and Surface Water a Single Resource. U.S. Geological Survey Circular 1139. Denver Colorado.
- Woessner, W.W. (2000). Stream and fluvial plain groundwater interactions: rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* **38**(3), 423-429
- Zúñiga, R., Muñoz, E. y Arumí, J.L. (2012). Estudio de los Procesos Hidrológicos de la cuenca del Río Diguillín. *Obras y Proyectos* **11**, 69-78