



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTIMACIÓN DEL APORTE GLACIAR A LA ESCORRENTÍA DEL RÍO YESO  
MEDIANTE EL ANÁLISIS DE TRAZADORES NATURALES DE AGUA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

SALVADOR LEONARDO QUEZADA CID

**PROFESOR GUÍA:**

JAMES MCPHEE TORRES

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:**

LINDA DANIELE

KATJA DECKART

SANTIAGO DE CHILE  
2018

## **RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO**

**DE:** Geólogo

**POR:** Salvador Leonardo Quezada Cid

**FECHA:** Noviembre 2018

**PROFESOR GUÍA:** James McPhee Torres

### **ESTIMACIÓN DEL APORTE GLACIAR A LA ESCORRENTÍA DEL RÍO YESO MEDIANTE EL ANÁLISIS DE TRAZADORES NATURALES DE AGUA**

El presente trabajo se enmarca en el estudio de la disponibilidad de recursos hídricos en una de las cuencas de cabecera del río Maipo, cuyas aguas tributan al embalse El Yeso. Mediante la medición de trazadores naturales y propiedades hidrogeoquímicas del agua, específicamente isótopos estables, iones y conductividad eléctrica, se pretende estudiar los aportes hídricos de glaciares a la escorrentía, así como también de otros reservorios, durante una temporada de deshielo, y, de esta manera, aumentar el conocimiento de las dinámicas hidrológicas que ocurren en un sistema de alta montaña.

La cuenca estudiada tiene punto de salida en el sector de Termas del Plomo en el río Yeso (lat. 33°36', long. 69°54'), y alberga 4 glaciares de distinto tipo: los glaciares Bello y Yeso, que corresponden a glaciares descubiertos o blancos, el glaciar Pirámide que es un glaciar cubierto de detritos y el glaciar D-073 que es un glaciar rocoso.

Se estudiaron las variaciones espaciales y temporales de los trazadores considerados y se implementaron modelos de mezcla basados en miembros extremos usando distintos trazadores. A partir de lo anterior, se realizó la separación del hidrograma registrado en una estación fluviométrica instalada en el punto de salida de la cuenca, según los aportes directos de glaciares, los aportes directos de nieve y los aportes de agua con procesos interacción con las unidades geológicas.

Los resultados indican que en la cuenca dominan las aguas que han sufrido procesos de interacción agua-roca, las cuales comprenden en gran parte los aportes de la cuenca del glaciar Pirámide y los aportes de aguas provenientes de depósitos morrénicos del valle de los glaciares Bello y Yeso. Son seguidos por las contribuciones directas de glaciares, las cuales corresponden en gran medida a los aportes de glaciares descubiertos. Finalmente, la fracción menor, corresponde a aportes directos de derretimiento de nieve, es decir, que se incorpora rápidamente a la escorrentía, sin interactuar con las unidades geológicas.

El glaciar D-073 no presentó aportes de escorrentía superficial en las fechas en que fue monitoreado.

## AGRADECIMIENTOS

A James McPhee por darme la oportunidad de participar en este proyecto, por la confianza puesta en mí y por su apoyo. A las profesoras Katja Deckart y Linda Daniele por sus consejos y comentarios que han enriquecido este trabajo. Al Ale y al Thom, compañeros en terreno, por sus enseñanzas y por introducirme en el mundo de la glaciología.

A los compañeros del grupo de Aguas y Sustentabilidad del AMTC, por su cariño, su buena disposición y su cooperación en el desarrollo de este trabajo.

A mis amigos y amigas, quienes enriquecen mi camino. A “La Chancleta”, “La Pasta de Mamá” y a “Roca Juniors”, equipos de mis amores. Al Jasson, al Jipi, al Mafi, al Mati, al Peter, al Gonzu, al Cris, al Chorín, a la Isi, a Panchito Gaete, a Patito Grand, al Borja, al Pablito y a la Jo, todos han sido parte importante en este proceso: compañeros en las canchas, en senderos, montañas y en el día a día.

A mi familia, que es la buena tierra en que he crecido. Al Silver, la Luna y el Vicen, por la vida que hemos compartido. Por último, y muy especialmente, a mis padres: a su amor, su dedicación y su esfuerzo le debo todo.

Infinitas gracias.

# Tabla de contenido

1. Introducción.....	1
1.1 Formulación del estudio .....	1
1.2 Hipótesis de trabajo .....	2
1.3 Objetivos .....	2
1.3.1 Objetivo general .....	2
1.3.2 Objetivos específicos.....	2
1.4 Zona de estudio .....	3
1.4.1 Ubicación y accesos.....	3
1.4.2 Caracterización climática .....	5
1.4.3 Caracterización hidrológica y geomorfológica.....	6
2. Marcos conceptuales.....	10
2.1 Marco geológico .....	10
2.1.1 Antecedentes geológicos regionales.....	10
2.1.2 Geología local .....	10
2.2 Marco teórico.....	14
2.2.1 Trazadores naturales para la separación de hidrograma .....	14
2.2.2 Isótopos estables de agua .....	15
2.2.3 Conductividad eléctrica .....	18
3. Metodología .....	19
3.1 Registros en estación fluviométrica.....	19
3.2 Recolección y análisis de muestras.....	19
3.3 Caracterización de las muestras de agua.....	20
3.4 Confección de modelos.....	20
4. Resultados .....	22
4.1 Registros de la estación fluviométrica .....	22
4.2 Análisis muestras de agua.....	24
4.2.1 Hidrogeoquímica .....	24
4.2.2 Isótopos estables de agua .....	31
4.3 Modelos .....	40
4.3.1 Modelo de mezcla y separación de hidrograma basada en $\delta^{18}\text{O}$ y CE .....	40
4.3.2 Resumen de resultados para distintos trazadores.....	43
5. Discusiones .....	44
5.1 Hidrogeoquímica e isótopos estables de agua .....	44

5.2 Separación del hidrograma.....	45
6. Conclusiones.....	48
7. Bibliografía.....	50
8. Anexos .....	53
Anexo A. Estación fluviométrica .....	53
Anexo B. Recolección de muestras y análisis de laboratorio .....	55
Anexo C. Resultados del análisis de las muestras de agua.....	58
Anexo D. Variaciones temporales de elementos mayoritarios .....	66
Anexo E. Estadígrafos para las fuentes de agua .....	69
Anexo F. Resultados de la separación de hidrograma.....	70
Anexo G. Control de calidad de análisis isotópico.....	80

## Índice de Figuras

Figura 1. 1 Acceso a la zona de estudio. Las estrellas negras indican los glaciares estudiados. Modificado MOP, 2013.....	3
Figura 1. 2 Zonas y subzonas glaciológicas definidas para la Estrategia Nacional de Glaciares (DGA, 2009) .....	4
Figura 1. 3 Zonas climáticas según Köppen-Geiger, adaptado de mapa 1:1.500.000 del Departamento de Geografía de la Universidad de Chile. (Csb: Clima templado frío con estación seca prolongada, ET: Clima de tundra por altura). (GB: Glaciar Bello, GY: Glaciar Yeso, GP: Glaciar Pirámide, GD-073: Glaciar D-073). .....	5
Figura 1. 4 Precipitación anual acumulada en la estación DGA “EL YESO EMBALSE” (para 1972 no se tienen datos). En naranja se destaca el año 2017, en el que se realiza el estudio. ....	6
Figura 1. 5 Curva Hipsométrica de la cuenca de estudio, asocia el porcentaje del área total de la cuenca que se encuentra bajo una determinada cota altitudinal. ....	6
Figura 1. 6 A) Fotografía del glaciar Bello tomada desde su borde oriental hacia el oeste durante el mes de diciembre del 2017. B) Fotografía del frente del glaciar Yeso tomada en el mes de marzo del 2018 con vista hacia el este.....	7
Figura 1. 7 A) Fotografía de la laguna Los Patos tomada en diciembre del 2017 con vista hacia el sur. B) Fotografía de manantial en MBY tomada con vista hacia el norte en el mes de marzo del 2018. ....	7
Figura 1. 8 A) Fotografía panorámica del glaciar Pirámide con vista al NE, tomada en enero del 2018. B) Fotografía de conducto intraglaciario remanente en el glaciar Pirámide. ....	8
Figura 1. 9 Fotografía de la morrena frontal del glaciar Pirámide y los principales afluentes provenientes del valle de éste, tomada con vista NE durante el mes de diciembre del 2017. ....	9
Figura 2. 1 Mapa geológico de la cuenca de estudio. Basado en Thiele (1980). (GB: Glaciar Bello, GY: Glaciar Yeso, GP: Glaciar Pirámide, GD-073: Glaciar D-073). ....	10
Figura 2. 2 Fotografía de niveles de yeso en afloramientos sobre el valle de los glaciares del glaciar Bello y Yeso, tomada con vista al sur en el mes de marzo del 2018. ....	11
Figura 2. 3 Fotografía de unidades geológicas presentes en el valle de los glaciares Bello y Yeso, tomada en marzo del 2018 con vista al norte.....	12
Figura 2. 4 Fotografía del valle de los glaciares Bello y Yeso con vista al norte, tomada en marzo del 2018. Se señalan los depósitos no consolidados presentes.....	13
Figura3. 1 Mapa referencial de los puntos de muestreo. ....	19
Figura 4. 1 Registros de caudal y de CE de la estación fluviométrica en TP.....	22
Figura 4. 2 Relación de caudales medios y CE media diaria medida en la estación fluviométrica en TP. ....	23
Figura 4. 3 Diagrama de cajas y bigotes para la CE de las muestras de agua. ....	25
Figura 4. 4 Diagrama de cajas y bigotes para cationes en las muestras de agua. ....	26
Figura 4. 5 Diagrama de cajas y bigotes para aniones en las muestras de agua. ....	27
Figura 4. 6 Diagrama de Piper para las muestras de agua. ....	28

Figura 4. 7 Variación temporal de la CE en distintos puntos.....	30
Figura 4. 8 Variación temporal del calcio disuelto para muestras recolectadas en distintos puntos.....	31
Figura 4. 9 Diagrama de cajas y bigotes para los isótopos estables de agua medidos en las muestras de agua. ....	31
Figura 4. 10 Relación entre $\delta D$ y $\delta^{18}O$ para las muestras de agua. Se presenta también la CMWL dada por $\delta D=8.3* \delta^{18}O+9.8$ , y la LMWL calculada a partir de las muestras del manto nival y dada por $\delta D=8* \delta^{18}O+14.3$ .....	32
Figura 4. 11 Relación entre isótopos estables de agua y altitud para muestras del manto nival recolectadas en distintos periodos. ....	33
Figura 4. 12 Relación entre $\delta D$ y $\delta^{18}O$ para las muestras de hielo tomadas en distintos glaciares. ....	34
Figura 4. 13 Variaciones temporales de isótopos estables en aguas de los distintos tributarios. ....	35
Figura 4. 14 Relación entre CE y $\delta^{18}O$ para las muestras de agua tomadas en TP en distintos periodos. Se incluyen los promedios de las muestras de hielo de glaciares y de agua proveniente de depósitos morrénicos con sus respectivos errores medios a un intervalo de confianza del 95%, además, se presentan las muestras del manto nival recolectadas en el mes de octubre del 2017. ....	36
Figura 4. 15 Variabilidad horaria de caudal, CE y $\delta^{18}O$ en TP para la campaña de octubre. ....	37
Figura 4. 16 Variabilidad horaria de caudal, CE y $\delta^{18}O$ en TP para la campaña de enero.....	38
Figura 4. 17 Variabilidad horaria de caudal, CE y $\delta^{18}O$ en TP para la campaña de fines de marzo. ....	39
Figura 4. 18 Separación de hidrograma para TP según modelo basado en $\delta^{18}O$ y CE.....	41
Figura 4. 19 Incertidumbre del modelo de mezcla para las distintas fuentes de agua. ....	42
Figura 8. 1 Fotografía de la estación fluviométrica en TP con vista al sur. ....	53
Figura 8. 2 Fotografías de la realización de una medición de aforo. A la izquierda se presenta la inyección del trazador en solución en el río y a la izquierda la medición con el sensor correspondiente. ....	54
Figura 8. 3 Fotografías de recolección de muestras. A) Recolección de muestra de hielo en el glaciar Pirámide. B) Recolección de muestra de nieve de tormenta. ....	55
Figura 8. 4 Equipo SOMMER Tracer System TQ-S. ....	56
Figura 8. 5 Variaciones temporales de las concentraciones de K disuelto en distintos cauces....	66
Figura 8. 6 Variaciones temporales de las concentraciones de Na disuelto en distintos cauces. ....	66
Figura 8. 7 Variaciones temporales de las concentraciones de Mg disuelto en distintos cauces. ....	66
Figura 8. 8 Variaciones temporales de las concentraciones de Si disuelto en distintos cauces... ..	67
Figura 8. 9 Variaciones temporales de las concentraciones de bicarbonato disuelto en distintos cauces. ....	67
Figura 8. 10 Variaciones temporales de las concentraciones de cloruro disuelto en distintos cauces. ....	67

Figura 8. 11 Variaciones temporales de las concentraciones de sulfato disuelto en distintos cauces. ....	68
Figura 8. 12 Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y Mg.....	70
Figura 8. 13 Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y Si .....	70
Figura 8. 14 Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y Ca.....	71
Figura 8. 15 Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y K.....	71
Figura 8. 16 Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y sulfato.....	72
Figura 8. 17 Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y bicarbonato .....	72
Figura 8. 18 RPD para análisis de $\delta^{18}\text{O}$ . ....	80
Figura 8. 19 RPD para análisis de $\delta\text{D}$ . ....	80
Figura 8. 20 Análisis de duplicados de $\delta^{18}\text{O}$ . ....	81
Figura 8. 21 Análisis de duplicados de $\delta\text{D}$ . ....	81

## Índice de Tablas

Tabla 2. 1 Valores estándar VSMOW para isótopos estables de hidrógeno y oxígeno. (Clark y Fritz, 1997).....	16
Tabla 3. 1 Codificación y descripción de los puntos de muestreo. ....	20
Tabla 4. 1 Índices de saturación para muestras de agua, según calcita, anhidrita, yeso, dolomita y aragonito. (Códigos de ubicación descritos en la Tabla 3.1). ....	29
Tabla 4. 2 Aportes de cada fuente según modelo basado en $\delta^{18}\text{O}$ y EC. ....	43
Tabla 4. 3 Resumen de aportes de las distintas fuentes según los modelos de mezcla utilizados. ....	43
Tabla 8. 1 Ubicación de la estación fluviométrica en TP. ....	53
Tabla 8. 2 Especificaciones de los sensores de la estación fluviométrica en TP. ....	54
Tabla 8. 3 Método y laboratorio involucrado en el análisis de los distintos parámetros considerados. *La precisión analítica para el $\delta^{18}\text{O}$ es de $\pm 0.1\%$ y para el $\delta\text{D}$ es del orden de $\pm 0.8\%$ . ....	56
Tabla 8. 4 Límites de detección para las especies químicas disueltas medidas. ....	57
Tabla 8. 5 Resultados del análisis de las muestras. ....	58
Tabla 8. 6 Continuación Tabla 8.5. ....	59
Tabla 8. 7 Continuación Tabla 8.5. ....	60
Tabla 8. 8 Continuación Tabla 8.5. ....	61
Tabla 8. 9 Continuación Tabla 8.5. ....	62
Tabla 8. 10 Resultados del análisis químico de las muestras de agua con su respectivo balance iónico. ....	63
Tabla 8. 11 Continuación Tabla 8.9. ....	64
Tabla 8. 12 Datos de pH y temperatura para muestras tomadas en marzo del 2018. ....	65
Tabla 8. 13 Estadígrafos para los distintos trazadores en las muestras de agua. *Se utiliza la regresión lineal de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la altura y no los estadígrafos. ....	69
Tabla 8. 14 Valores utilizados en los modelos de mezcla para nieve de distintas altitudes. ....	69
Tabla 8. 15 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en $\delta^{18}\text{O}$ y CE. ....	73
Tabla 8. 16 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en $\delta^{18}\text{O}$ y Mg. ....	74
Tabla 8. 17 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en $\delta^{18}\text{O}$ y Si. ....	75
Tabla 8. 18 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en $\delta^{18}\text{O}$ y Ca. ....	76
Tabla 8. 19 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en $\delta^{18}\text{O}$ y K. ....	77
Tabla 8. 20 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en $\delta^{18}\text{O}$ y sulfato. ....	78
Tabla 8. 21 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en $\delta^{18}\text{O}$ y bicarbonato. ....	79

# **1. Introducción**

## **1.1 Formulación del estudio**

El desarrollo económico e industrial, principalmente en el ámbito agrícola, forestal y minero, en conjunto con el incremento demográfico en el país, han aumentado la demanda de recursos hídricos. Por su parte, la disponibilidad de éstos se ha visto amenazada durante los últimos años debido a cambios en el sistema climático, especialmente en la zona central.

La zona central de Chile tiene un clima mediterráneo con una prolongada estación seca, donde el suministro de agua depende principalmente del derretimiento de nieve y glaciares. En las últimas décadas se ha registrado un aumento en la temperatura y en los periodos de sequía en la zona (Falvey and Garreaud, 2009). Particularmente, entre el 2010 y 2015 ha ocurrido un evento de megasequía caracterizada por un déficit prolongado de precipitación, la cual hasta ahora es anormal, pero se espera que sea recurrente en el futuro (CR2, 2015).

Un importante afluente de la zona central es el río Yeso que alimenta al embalse homónimo antes de desembocar en el río Maipo. El embalse El Yeso es la principal fuente de agua potable para la ciudad de Santiago, que alberga más de 7 millones de habitantes. Dado lo anterior, es de suma importancia identificar las fuentes que suministran agua a este cauce y comprender su comportamiento a través del tiempo. De esta forma, se puede evaluar de mejor manera la disponibilidad de recursos hídricos para así administrarlos de manera eficiente y sustentable.

Los isótopos estables de agua en conjunto con trazadores hidroquímicos se han empleado en estudios de hidrología, con el fin de separar el hidrograma en distintas fuentes, desde hace casi 50 años, siendo más frecuentes en las últimas 2 décadas (Klaus y McDonnell, 2013).

El presente estudio se enmarca en un proyecto de CETAQUA Y UNTEC denominado “Estudio del aporte glaciar a la cuenca del río Maipo”. Específicamente, este trabajo busca estudiar el aporte dinámico de agua por parte de los distintos glaciares, así como también de otros reservorios que contribuyen a la escorrentía de la cuenca del río Yeso con punto de salida en el sector de Termas del Plomo, durante la temporada de deshielo 2017-2018. Esto se lleva a cabo mediante el análisis de la distribución espacial y temporal de isótopos estables junto con trazadores químicos en aguas de escorrentía y en sus fuentes, y con la separación del hidrograma registrado en la salida de la cuenca, a partir de la aplicación de modelos de mezcla basados en miembros extremos.

## **1.2 Hipótesis de trabajo**

El estudio de la distribución espacial y temporal de la geoquímica y de los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno presentes en la escorrentía superficial y en sus fuentes, permitirían estimar cuantitativamente los aportes de estas últimas al caudal.

## **1.3 Objetivos**

### **1.3.1 Objetivo general**

Estudiar los aportes hídricos desde glaciares, discriminando entre descubiertos, cubiertos y rocosos, a la escorrentía del río Yeso, mediante el uso de trazadores naturales de agua durante la temporada de deshielo 2017-2018.

### **1.2.2 Objetivos específicos**

Para cumplir el objetivo general de este trabajo, se proponen los siguientes objetivos específicos:

1. Identificar y caracterizar química e isotópicamente las fuentes de agua del río Yeso.
2. Identificar patrones de variabilidad espacial y temporal en las señales químicas e isotópicas de estas fuentes de agua y de la escorrentía en la cuenca.
3. Analizar los patrones de variabilidad de las mediciones de caudal en la cuenca.
4. Realizar una separación del hidrograma registrado en la salida de la cuenca a partir de modelos de mezcla.

## 1.4 Zona de estudio

### 1.4.1 Ubicación y accesos

La cuenca de estudio es una sub-cuenca del río Yeso con punto de salida en el sector de las Termas del Plomo (coordenadas UTM 19S: 415886 Este, 6280290 Norte), pertenece a la comuna de San José de Maipo, provincia Cordillera, región Metropolitana de Santiago. El embalse el Yeso, es el referente cercano más conocido de esta cuenca, se ubica a unos 25 kilómetros al este de la municipalidad de San José de Maipo.

Para acceder a la zona de estudio se debe tomar la ruta G-25, también conocida como “Camino El Volcán”, hasta la localidad de El Romeral. Allí, se debe tomar el desvío al norte por la ruta G-455 que sube hacia el noreste bordeando el río Yeso. Siguiendo este camino se puede llegar en vehículo hasta el sector de las Termas del Plomo (Figura 1. 1); para llegar a los glaciares se debe seguir a pie desde este punto por los respectivos valles.



**Figura 1. 1 Acceso a la zona de estudio. Las estrellas negras indican los glaciares estudiados. Modificado MOP, 2013.**

Los glaciares estudiados se encuentran ubicados en la zona glaciológica centro según la definición de la Estrategia Nacional de Glaciares (DGA, 2009)(Figura 1. 2).



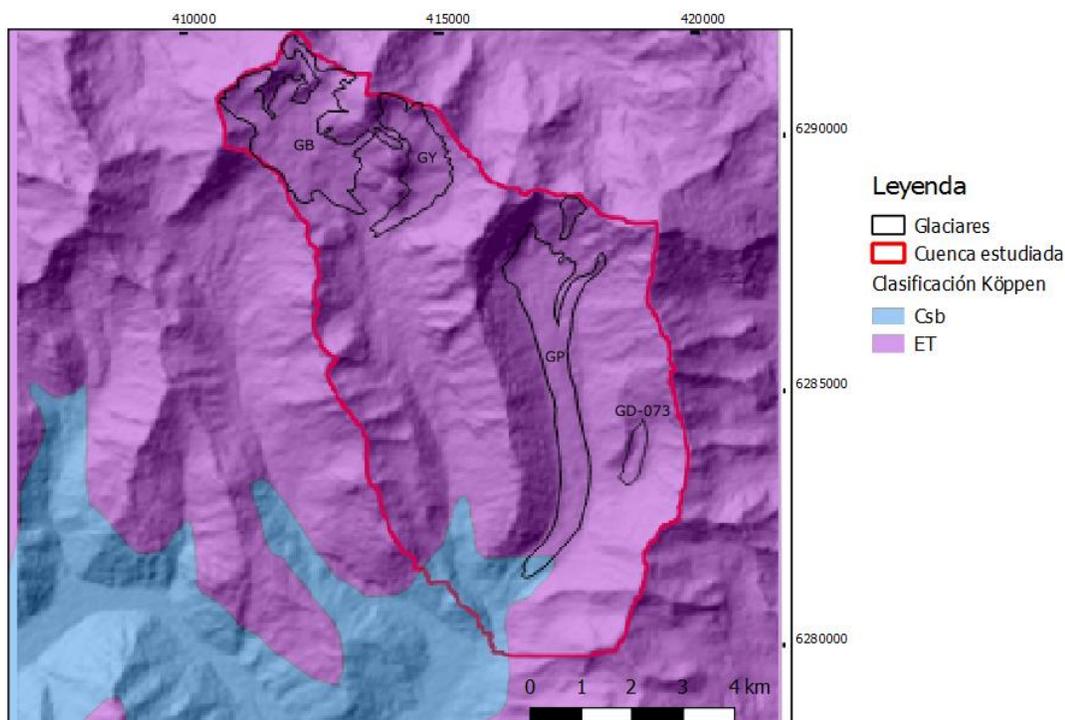
*Figura 1. 2 Zonas y subzonas glaciológicas definidas para la Estrategia Nacional de Glaciares (DGA, 2009)*

### 1.4.2 Caracterización climática

La parte central de Chile, ubicada entre los 32 y 36 grados de latitud sur, se caracteriza por tener un clima mediterráneo con inviernos ligeramente húmedos y veranos seco (Rutllant and Fuenzalida, 1991; Peel, Finlayson and McMahon, 2007). Según la clasificación de Köppen (Figura 1. 3), para el área de estudio se reconocen dos zonas climáticas: clima templado frío con precipitaciones invernales y estación seca prolongada de 4 a 5 meses (Csb), y, en zonas más altas (típicamente sobre los 3000 [m s.n.m.]), un clima de tundra por altura (ET) que se caracteriza por bajas temperaturas y abundancia de precipitaciones sólidas. Las precipitaciones en alturas sobre los 2500 [m s.n.m.] fluctúan entre menos de 500 [mm/a] en la zona semi-árida septentrional y hasta los 2500 [mm/año] en los 36°S.

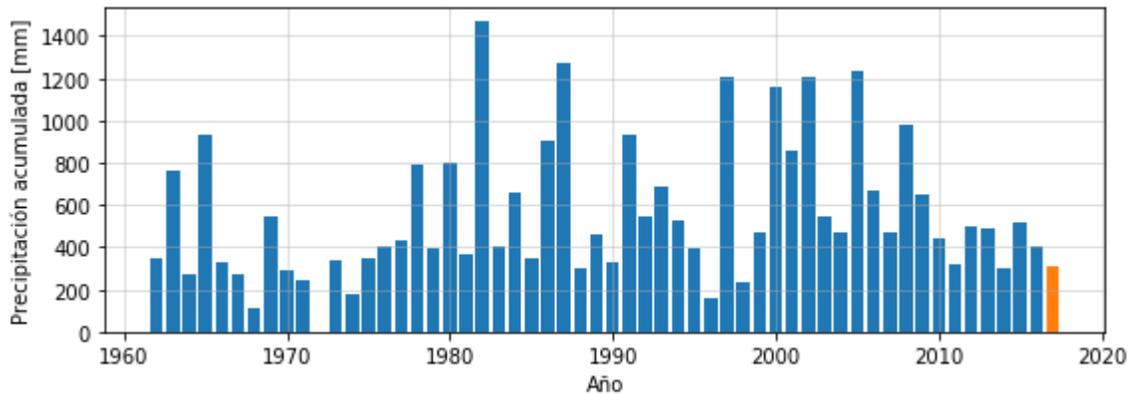
Para la zona de estudio se considera una estación seca de 5 a 4 meses (Cruz and Calderón, 2008), y, dado que la isoterma cero asciende considerablemente durante esta estación, en verano se registra un considerable aumento en los caudales producto del deshielo (DGA, 2009).

La variabilidad climática interanual de esta zona, se relaciona con la señal ENOS (El Niño) afectando los montos absolutos de precipitación, en particular, de precipitación nival en la cordillera (Escobar and Aceituno, 1998).



**Figura 1. 3 Zonas climáticas según Köppen-Geiger, adaptado de mapa 1:1.500.000 del Departamento de Geografía de la Universidad de Chile. (Csb: Clima templado frío con estación seca prolongada, ET: Clima de tundra por altura). (GB: Glaciar Bello, GY: Glaciar Yeso, GP: Glaciar Pirámide, GD-073: Glaciar D-073).**

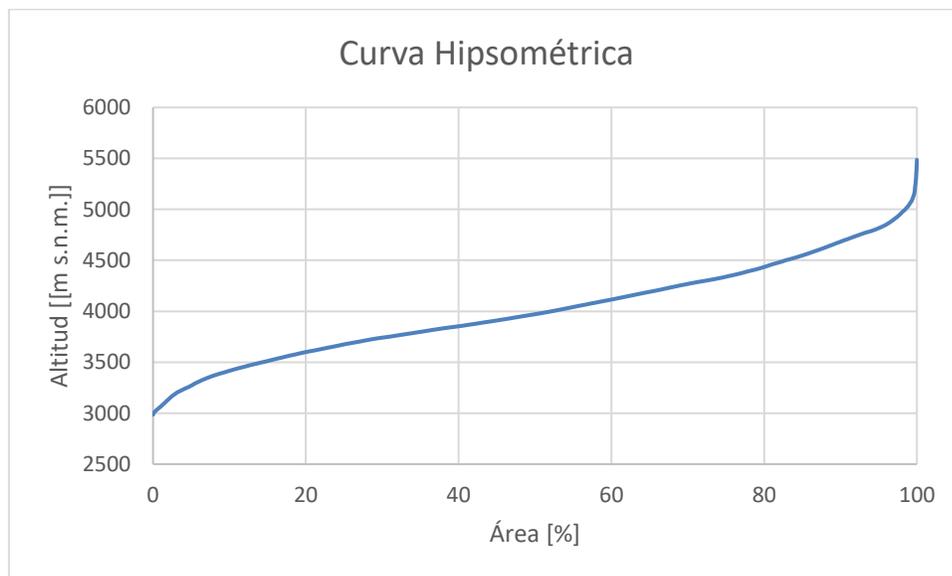
A partir de los datos de precipitación anual acumulada obtenidos de la estación de la DGA “EL YESO EMBALSE” que son presentados en la Figura 1. 4, se obtiene que el año 2017, correspondiente al periodo de acumulación nival en la cuenca para este estudio, se ubica en el 20% de los años con menor precipitación lo que indica que corresponde a un año seco (se tienen datos desde 1962 y en 1972 no hay datos).



**Figura 1. 4 Precipitación anual acumulada en la estación DGA “EL YESO EMBALSE” (para 1972 no se tienen datos). En naranja se destaca el año 2017, en el que se realiza el estudio.**

### 1.4.3 Caracterización hidrológica y geomorfológica

La cuenca tiene un área de 60.3 km<sup>2</sup> y su altitud varía entre 3001 [m s.n.m.] en el punto de salida y 5484 [m s.n.m.] en su punto más alto que corresponde a la cumbre del cerro Pirámide. La curva hipsométrica de la cuenca se presenta en la Figura 1. 5, en ella se muestra la distribución de altitud en la cuenca con respecto al área de esta misma.

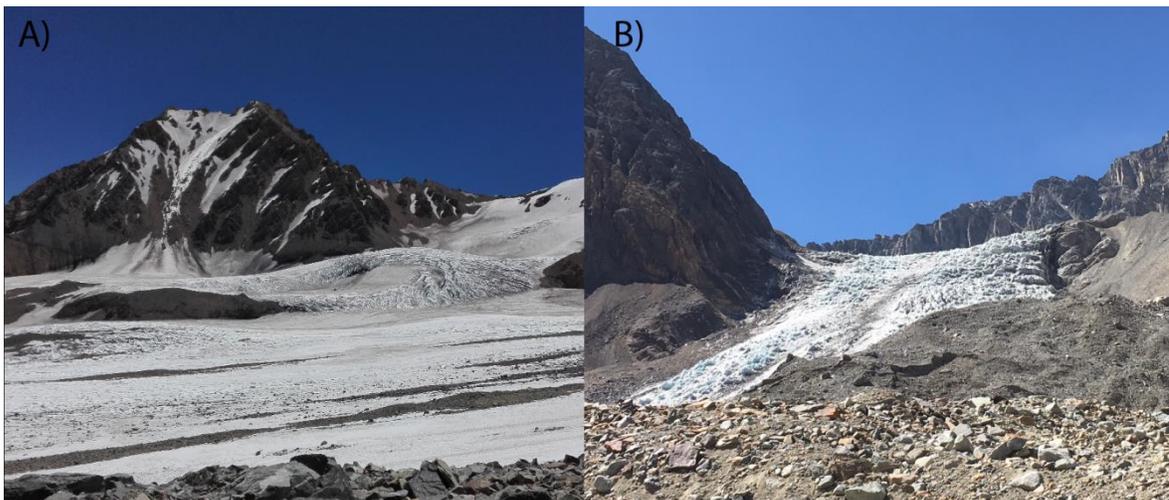


**Figura 1. 5 Curva Hipsométrica de la cuenca de estudio, asocia el porcentaje del área total de la cuenca que se encuentra bajo una determinada cota altitudinal.**

En la zona alta de la cuenca se hospedan 4 glaciares, de oeste a este son: el glaciar Bello, el glaciar Yeso, el glaciar Pirámide y el glaciar D-073 según la codificación del inventario de glaciares de la cuenca del río Maipo (DGA, 2017).

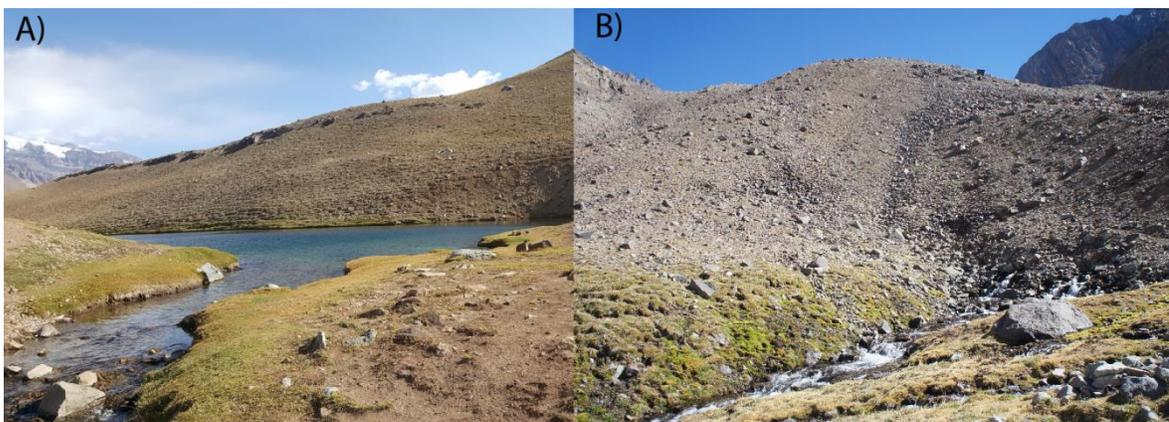
El glaciar Bello es un glaciar blanco o descubierto, su altitud varía entre los 4078 [m s.n.m.] y los 4814 [m s.n.m.] y tiene una extensión de 4.04 km<sup>2</sup>, lo que corresponde al 6.7% de la cuenca. A unos 1.2 km desde el frente del glaciar, sus aguas confluyen con las provenientes del glaciar Yeso.

Por su parte, el glaciar Yeso, también es un glaciar descubierto con altitud entre los 4276 [m s.n.m.] y los 4795 [m s.n.m.] y un área de 1.98 km<sup>2</sup>, correspondiente al 3.29% de la cuenca (Figura 1. 6).



**Figura 1. 6 A) Fotografía del glaciar Bello tomada desde su borde oriental hacia el oeste durante el mes de diciembre del 2017. B) Fotografía del frente del glaciar Yeso tomada en el mes de marzo del 2018 con vista hacia el este.**

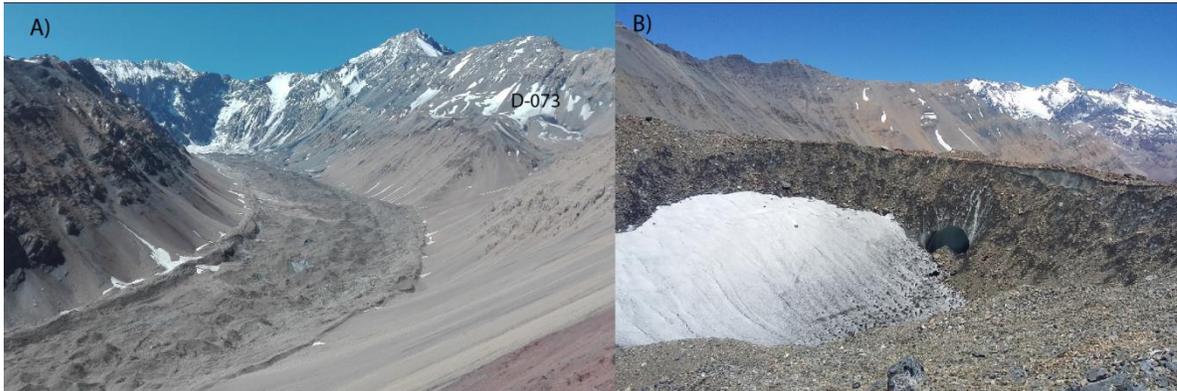
Las aguas de los valles del glaciar Bello (CB) y del glaciar Yeso (CY), antes de confluir con las provenientes del valle del glaciar Pirámide, reciben aportes laterales. Uno de éstos corresponde a aguas provenientes de la morrena que rellena el valle (MBY) (Figura 1. 7 B), además se distinguen otros menos importantes como las aguas provenientes de la laguna de los Patos (Figura 1. 7 A). El cauce desde el frente del glaciar Bello hasta el punto de salida de la cuenca tiene una extensión de 9.3 kilómetros.



**Figura 1. 7 A) Fotografía de la laguna Los Patos tomada en diciembre del 2017 con vista hacia el sur. B) Fotografía de manantial en MBY tomada con vista hacia el norte en el mes de marzo del 2018.**

El glaciar Pirámide es un glaciar cubierto con altitud entre los 3233 [m s.n.m.] y los 4037 [m s.n.m.] Su manto detrítico varía entre 30 cm y 1 m, tiene un espesor medio de 54.64 metros (Ferrando, 2013) y un área de 4.41 km<sup>2</sup> correspondiente al 7.3% de la cuenca. Se calcula un volumen de hielo sucio equivalente a 135,2 millones de litros. En la superficie del glaciar se presenta una topografía caótica producto de las irregularidades en el manto detrítico; en las depresiones se

producen cuerpos lagunares de diferentes dimensiones, además, en algunas zonas quedan al descubierto conductos intraglaciarios ocupados por flujos hídricos estacionales (Ferrando, 2013). Fotografías del glaciar Pirámide se presentan en la Figura 1. 8.



**Figura 1. 8 A) Fotografía panorámica del glaciar Pirámide con vista al NE, tomada en enero del 2018. B) Fotografía de conducto intraglaciario remanente en el glaciar Pirámide.**

En el frente del glaciar Pirámide nace el cauce del estero Pirámide Alto (PA) cuyas aguas dan al río Yeso, éste tiene una longitud de 1.6 kilómetros hasta el punto de salida de la cuenca. Además, desde la morrena frontal del glaciar, en su sector sur, nace el estero Pirámide Bajo (PB) que también desemboca en el río Yeso, teniendo aportes de distintos manantiales provenientes de la morrena y que dan origen a vegas (Figura 1. 9).

Según estudios realizados por la Universidad de Chile (DGA, 2012) el glaciar Pirámide llegaría a aportar cerca de un 38% del caudal registrado en el río Yeso en Termas del Plomo en verano.



**Figura 1. 9 Fotografía de la morrena frontal del glaciar Pirámide y los principales afluentes provenientes del valle de éste, tomada con vista NE durante el mes de diciembre del 2017.**

El glaciar D073, también denominado Glaciar Rocosó P (Comitato-Ev-K2-CNR, 2012), es un glaciar rocoso ubicado en la ladera este del valle del glaciar Pirámide, su altitud varía entre los 3730 [m s.n.m.] y los 3771 [m s.n.m.] y tiene un área de 0.36 km<sup>2</sup>, correspondiente al 0.6% del área total de la cuenca. Según topografía, en caso de presentar escorrentía, sus aguas deberían converger con el glaciar Pirámide. En un estudio realizado por la Dirección General de Aguas mediante tomografía eléctrica (Comitato-Ev-K2-CNR, 2012), se sugiere que este glaciar rocoso presentaría hielo masivo a una profundidad de entre 4 y 10 metros de profundidad en su parte apical, mientras que en su parte frontal presentaría núcleos de hielo aislados entre 2 y 4 metros de profundidad.

Con respecto a los glaciares rocosos, existe debate en cuanto a su potencial hídrico (Arenson and Jakob, 2010; Brenning and Azócar, 2010), incluso algunos autores consideran que deben ser tratados como un caso especial de glaciares dadas sus diferencias en cuanto origen, comportamiento, morfología, régimen térmico y contribución hídrica (Umeréz et al., 2015).

La erosión glaciar tiene gran influencia en la morfología de la zona de estudio, los valles tienen la típica forma en U y están rellenos, en la parte cercana a los glaciares, por morrenas, las cuales actúan como acuíferos. Sus laderas presentan gran pendiente, lo que favorece la existencia de depósitos coluviales y aluviales. En el fondo de los valles, principalmente en las zonas bajo las morrenas, predominan los depósitos fluviales.

## 2. Marcos conceptuales

### 2.1 Marco geológico

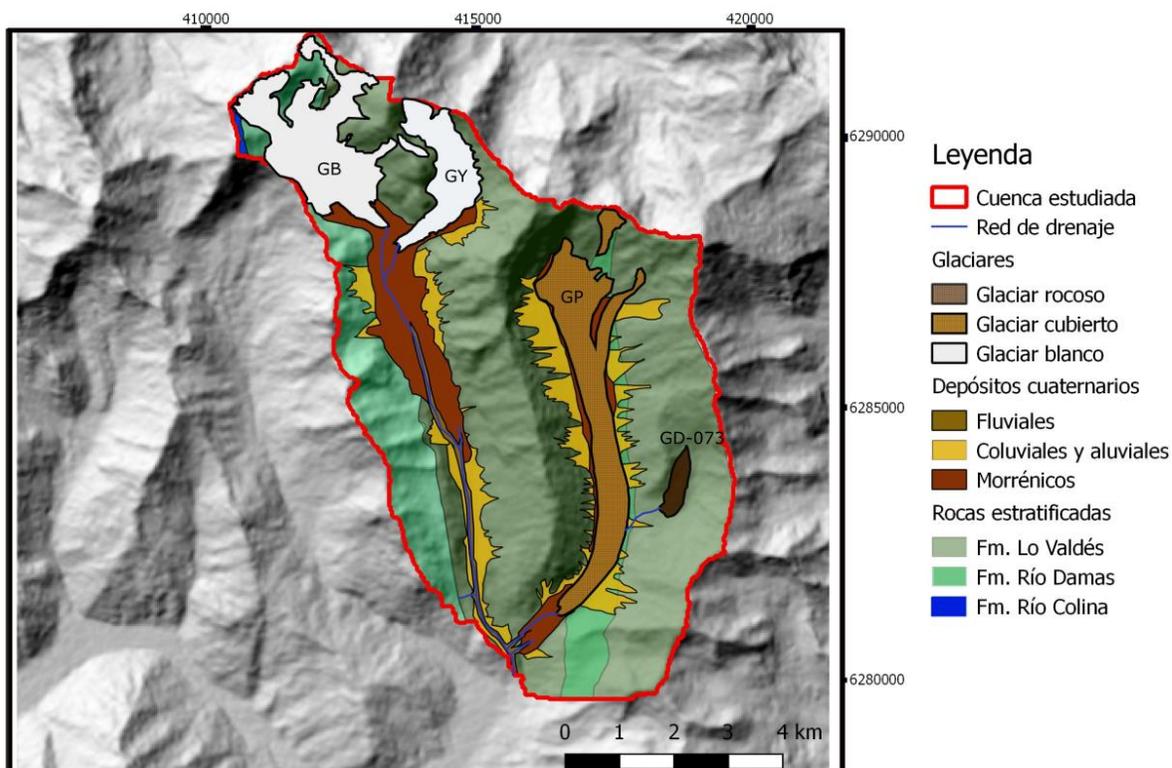
#### 2.1.1 Antecedentes geológicos regionales

El margen continental chileno, a partir de los 33° S, corresponde a una zona de transición entre subducción plana y subducción normal. Existe presencia de volcanismo, siendo el extremo norte de la Zona Volcánica Sur. A partir de los 33.5°S hacia el sur, la fosa y el antearco se deflecan hacia el oeste, siendo la primera rellenada con sedimentos debido al alto aporte continental (Yañez et al., 2002). Además, a esta latitud reaparece la depresión central.

Las unidades morfoestructurales presentes en la latitud de la zona de estudio son de oeste a este: la cordillera de la costa, la depresión central, la cordillera principal y la cordillera frontal ya en Argentina. El área de estudio se ubica en la cordillera principal.

#### 2.1.2 Geología local

Las principales unidades geológicas presentes en el área de estudio son mostradas en el mapa de la Figura 2. 1y descritas a continuación.



**Figura 2. 1 Mapa geológico de la cuenca de estudio. Basado en Thiele (1980). (GB: Glaciar Bello, GY: Glaciar Yeso, GP: Glaciar Pirámide, GD-073: Glaciar D-073).**

#### 2.1.2.1 Rocas estratificadas

##### 2.1.2.1.1 Formación Río Colina

Esta formación fue definida por González (1963), corresponde a un conjunto de sedimentitas clásticas marinas, fosilíferas, con intercalaciones de potentes lentes de evaporitas. Según los fósiles que presenta esta unidad, se le asigna una edad Caloviano-Oxfordiano. Las sedimentitas

son una secuencia de calizas y lutitas calcáreas grises, lutitas fisibles y conglomerados finos, además se intercalan rocas volcánicas andesíticas. El yeso se presenta como domos diapíricos que cortan la serie y como lentes interestratificados (Álvarez et al, 1997).

La formación Río Colina (según la compilación realizada por Fock (2005)) ocupa un extremo en la parte occidental de la cuenca estudiada, aunque se reconocen en terreno niveles importantes de yeso estratificado y plegado en la zona alta (cercano al Glaciar Bello y en los cerros que separan el glaciar Yeso del glaciar Pirámide) (Figura 2. 2), que podrían también corresponder a esta formación.



**Figura 2. 2 Fotografía de niveles de yeso en afloramientos sobre el valle de los glaciares del glaciar Bello y Yeso, tomada con vista al sur en el mes de marzo del 2018.**

#### **2.1.2.1.2 Formación Río Damas**

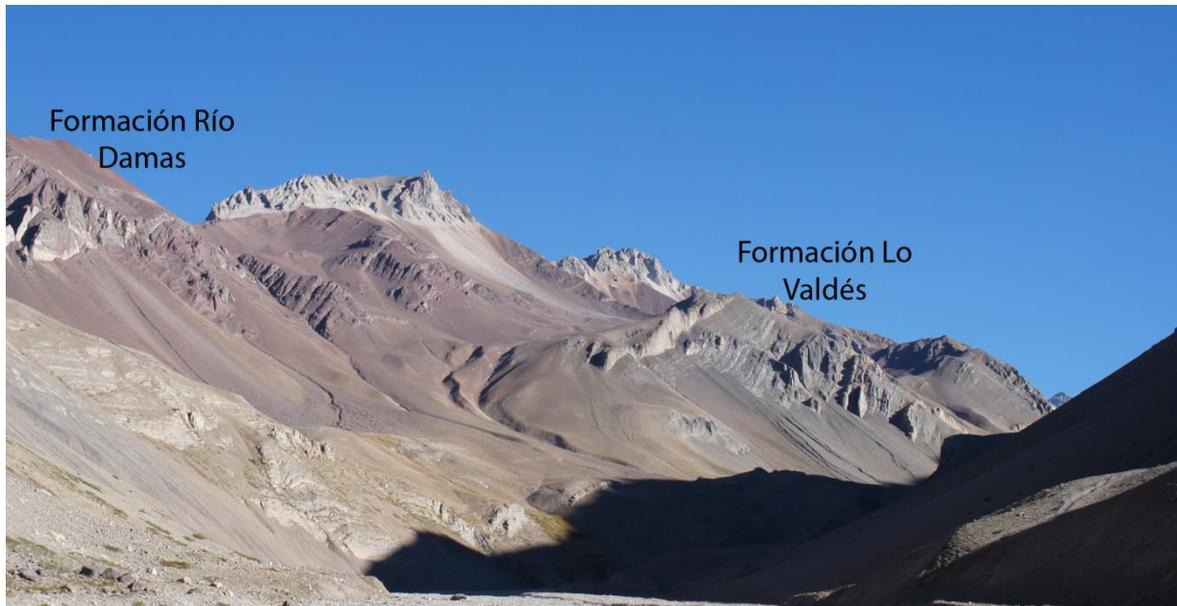
Esta formación fue definida por Klohn (1960), corresponde a un complejo de sedimentos clásticos finos y gruesos, con intercalaciones esporádicas de sedimentos químicos. Son depósitos esencialmente de ambiente terrestre, subaéreo y lacustre. Subyace a la Formación Lo Valdés y sobreyace concordante a la Formación Río Colina, según esto, se puede acotar su edad al Kimmeridgeano (Thiele, 1980).

Aflora en la zona de estudio en dos franjas norte-sur, una en el borde occidental de la cuenca y la otra en el centro del valle del glaciar Pirámide. Son estratos subverticales que se reconocen por su color rojizo (Figura 2. 3).

### 2.1.2.1.3 Formación Lo Valdés

Esta formación fue definida por González (1963), corresponde a un conjunto sedimentario fosilífero. Según Bustamante et al. (2010) la secuencia está compuesta por fangolitas, lutitas y areniscas finas calcáreas fosilíferas con intercalaciones de rocas volcanoclásticas, lutitas rojas y depósitos evaporíticos. Yace concordante sobre la Formación Río Damas. Según su contenido fosilífero, se asigna su edad al Titoniano inferior (Thiele, 1980).

La formación Lo Valdés aflora en dos franjas de orientación norte-sur, con estratos sub-verticales, una de estas franjas ocupa la parte central de la cuenca (entre los valles de los glaciares Bello y Yeso y del glaciar Pirámide) y la otra la ladera oriental del valle del glaciar Pirámide.



**Figura 2. 3 Fotografía de unidades geológicas presentes en el valle de los glaciares Bello y Yeso, tomada en marzo del 2018 con vista al norte.**

## 2.1.2.2 Depósitos no consolidados

### 2.1.2.2.1 Depósitos glaciares

Corresponden a morrenas de fondo, frontales y laterales. Son depósitos polimícticos mal seleccionados, con clastos angulosos de tamaño variable desde limo y arcillas hasta tamaño bloque. Estos depósitos son importantes tanto en el valle del glaciar Pirámide como en el del sistema de los glaciares Bello y Yeso, actúan como acuíferos y tienen emanaciones de agua desde las morrenas frontales más alejadas de los frentes glaciares.

### 2.1.2.2.2 Depósitos gravitacionales

Se encuentran presentes en las laderas de los valles en toda la extensión del área de estudio, formando coluvios. Estos depósitos tienden acumular escombros en las faldas de las laderas de los cerros y pueden llegar a formar abanicos de fuerte pendiente (Bustamante et al., 2010).

### 2.1.2.2.3 Depósitos fluviales

Presentes en torno a los cauces de los flujos de agua de la cuenca, en algunas zonas forman pequeñas terrazas. Son depósitos polimícticos con clastos sub-angulosos a redondeados de tamaños entre bloque a limos.

La Figura 2. 4 corresponde a una fotografía del valle de los glaciares Bello y Yeso con vista al norte, en la cual se distinguen los distintos tipos de depósitos no consolidados descritos en esta sección.



**Figura 2. 4 Fotografía del valle de los glaciares Bello y Yeso con vista al norte, tomada en marzo del 2018. Se señalan los depósitos no consolidados presentes.**

## 2.2 Marco teórico

### 2.2.1 Trazadores naturales para la separación de hidrograma

Los trazadores naturales son sustancias que se agregan naturalmente a un sistema hidrológico desde la atmósfera durante la recarga y/o se añaden, pierden o intercambian durante el tránsito de las aguas. Las composiciones químicas e isotópicas de las aguas pueden ser usadas como trazadores para determinar fuentes, recorrido, e incluso tiempos de residencia (Elliot, 2014).

El uso de trazadores naturales para la diferenciar entre los aportes de distintas fuentes de agua a una determinada escorrentía, se ha empleado ampliamente en distintos ambientes climáticos e hidrogeológicos (Kendall and McDonnell, 1998). Varios trabajos de este tipo, que utilizan isotopos estables de agua como trazador, han sido publicados desde la década los 70', principalmente con el fin de diferenciar el agua proveniente de tormenta (evento) con el flujo base de una escorrentía (pre-evento) (Klaus and McDonnell, 2013).

El hidrograma corresponde al registro temporal del caudal en una determinada escorrentía y su descomposición resulta interesante cuando presenta variaciones considerables, ya sea a escala horaria durante una tormenta, o bien, a escala diaria o mensual durante el deshielo.

Para la separación del hidrograma en un sistema de dos fuentes, por ejemplo, pre-evento y evento, o agua subterránea y nieve, se tiene que la suma de ambas fuentes ( $Q_1$  y  $Q_2$ ) genera la escorrentía total ( $Q_T$ ) (Ecuación 2. 1) y que ocurre una mezcla conservativa para las concentraciones o magnitudes ( $C_i$ ) del trazador considerado (Ecuación 2. 2)

$$Q_T = Q_1 + Q_2$$

**Ecuación 2. 1**

$$C_T * Q_T = C_1 * Q_1 + C_2 * Q_2$$

**Ecuación 2. 2**

Para sistemas de más componentes se usan los mismos principios, la suma de todas las fuentes resulta en la escorrentía total (Ecuación 2. 3) y cada trazador tiene una mezcla conservativa (Ecuación 2. 4) (un sistema de n componentes requiere n-1 trazadores para ser resuelto). Para el caso de un sistema con 3 fuentes aportantes a la escorrentía se requiere un segundo trazador o la medición directa de caudal de uno de los componentes. Comúnmente, un isótopo estable es combinado con un trazador geoquímico (eg. Wels et al, 1991; Rodhe, 1998; Penna *et al.*, 2014).

$$Q_T = Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n$$

**Ecuación 2. 3**

$$C_T * Q_T = C_1 * Q_1 + C_2 * Q_2 + \dots + C_n * Q_n$$

**Ecuación 2. 4**

Los trazadores utilizados en un sistema multi-componente deben cumplir las siguientes condiciones (Sueker *et al.*, 2000):

1. La concentración o magnitud al menos de un trazador en cada componente es distinta a la de los otros componentes.
2. Las concentraciones de los trazadores en los distintos componentes no son colineales.
3. Sólo los componentes considerados aportan al sistema.
4. Se conoce la concentración del trazador durante el periodo de estudio.

La cuantificación de la incertidumbre asociada al modelo de mezcla se realiza mediante el método propuesto por Genereux (1998). Éste considera la propagación de errores desde las concentraciones de los trazadores en las diferentes fuentes hasta las fracciones que aporta cada una de ellas a la escorrentía, se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$W_f = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} * W_{x_i}\right)^2}$$

**Ecuación 2. 5** (Genereux, 1998)

Donde  $W_f$  corresponde a la incertidumbre asociada al aporte de cada fuente,  $x_i$  corresponde a cada concentración del trazador tanto en las fuentes como en la escorrentía y  $W_{x_i}$  al error asociado a cada una de éstas.

El cálculo de  $W_{x_i}$  para las fuentes se realiza considerando una distribución de probabilidad según los estadígrafos que representan el conjunto de datos considerados en la caracterización de la fuente. Genereux (1998) propone la distribución T-Student para calcularlo usando intervalos de confianza.

### 2.2.2 Isótopos estables de agua

Los isótopos en la naturaleza son nucleídos compuestos por el mismo número de protones (Z), pero tienen distintas cantidades de neutrones (N), lo cual hace que existan diferencias en sus masas. Existen dos tipos de isótopos, los inestables, que pueden convertirse en otros elementos mediante diferentes mecanismos de desintegración radioactiva; y los estables, que no presentan desintegración radioactiva. A su vez, estos pueden ser radiogénicos, es decir, pueden ser generados por otros isótopos inestables (White, 2013).

Los isótopos estables se miden mediante la razón del isótopo a estudiar entre su fase pesada y una fase más liviana. Las mediciones se realizan mediante equipos de espectrometría de masas y/o equipos de espectroscopía láser. Se utiliza un índice que relaciona la razón medida en la muestra con una razón estándar conocida, el cual ocupa la notación delta ( $\delta$ ) (Ecuación 2. 6). En general, los valores están en el rango de partes por mil (‰) (Clark y Fritz, 1997).

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Muestra}} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Estándar}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Estándar}}} * 1000\text{‰}$$

**Ecuación 2. 6** Notación delta para isótopos de oxígeno (White, 2013).

Considerando la Ecuación 2.6, si, por ejemplo, el valor de  $\delta$  es +1‰, significa que la muestra está enriquecida en 1‰, con respecto al valor estándar. De otra forma, si el valor de  $\delta$  es negativo significa que la muestra está empobrecida en el valor de  $\delta$  con respecto al valor estándar.

Este estudio contempla el análisis de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno en muestras de agua en distintas fases. El hidrógeno tiene tres isótopos naturales: el protio ( $^1\text{H}$ ), el deuterio ( $^2\text{H}$  o  $D$ ) y el tritio ( $^3\text{H}$ ), de éstos, sólo el protio y el deuterio son estables. Por su parte, el oxígeno tiene once isótopos que van desde  $^{12}\text{O}$  hasta  $^{22}\text{O}$ , de éstos, sólo son estables  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  y  $^{18}\text{O}$  (Clark y Fritz, 1997).

Para isótopos estables de oxígeno e hidrógeno se utilizan los valores estándar VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), cuyos valores se muestran en la Tabla 2. 1.

**Tabla 2. 1 Valores estándar VSMOW para isótopos estables de hidrógeno y oxígeno. (Clark y Fritz, 1997)**

Elemento	Notación	Razón	Valor VSMOW
Hidrógeno	$\delta\text{D}$	$^2\text{H}/^1\text{H}$	$1.557 * 10^{-4}$
Oxígeno	$\delta^{18}\text{O}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	$2.0052 * 10^{-3}$
Oxígeno	$\delta^{17}\text{O}$	$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	$3.76 * 10^{-4}$

La diferencia en la fuerza de los enlaces de un mismo elemento, pero con distinto peso produce diferencias en las tasas de reacción (Dansgaard, 1964). Los isótopos pesados enlazados requieren más energía para separarse que los isótopos livianos, entonces, éstos últimos reaccionan más rápidamente (White, 2013). Tales diferencias generan el fraccionamiento isotópico, es decir, diferencias en la composición isotópica de un elemento.

El fraccionamiento que ocurre por los cambios de fase durante el ciclo hidrológico genera variaciones en la signatura isotópica de hidrógeno y oxígeno distinguibles en las diversas fases y reservorios de agua.

Craig (1961) identifica una relación lineal entre  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  en aguas meteóricas obtenidas a escala global, llama a esta relación “línea de aguas meteórica global” (GMWL) y que está definida según la ecuación 2.7:

$$\delta\text{D} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10$$

**Ecuación 2. 7**

Por su parte, Rozanski et al (1993) obtuvo una nueva relación de GMWL, pero basada directa y únicamente en la precipitación, sin incorporar aguas superficiales. Tal relación queda definida por:

$$\delta\text{D} = 8.17(\pm 0.07) * \delta^{18}\text{O} + 11.27(\pm 0.65)$$

**Ecuación 2. 8**

Sin embargo, los factores climáticos o geográficos de una determinada zona hacen variar esta relación y, por lo tanto, existen líneas meteóricas locales. La “línea de aguas meteóricas chilena” (CMWL), fue definida en el trabajo de Spangenberg et al (2007), mediante el análisis de muestras de precipitación en Chile recogidas a distintas latitudes. La CMWL está descrita según la ecuación 2.9:

$$\delta D = 8.3 * \delta^{18}O + 9.8$$

### *Ecuación 2. 9*

Durante el proceso de evaporación, las moléculas de agua más livianas tienden a tener mayores tasas de reacción por lo que la fase vapor se enriquece en isótopos livianos ( $^{16}O, ^1H$ ), mientras que la fase líquida residual se empobrece en éstos y se enriquece en isótopos pesados ( $^{18}O, ^2H$ ) (White, 2013). El proceso de sublimación es similar, el vapor se enriquece en isótopos livianos y la nieve o hielo residual se empobrece.

Durante la condensación ocurre fraccionamiento isotópico donde la fase precipitable se enriquece en isótopos pesados, mientras que el vapor residual se empobrece, además la temperatura a la cual ocurre la condensación tiene un efecto importante, siendo mayor el fraccionamiento a temperaturas más frías y menor el enriquecimiento en isótopos pesados de la fase precipitable (Ruddiman, 2008). Si una misma parcela de aire precipita varias veces sucesivas, cada vez la precipitación estará más empobrecida en isótopos pesados (Dansgaard, 1953).

Se encuentran variaciones en la signatura isotópica del agua influenciadas por la latitud, la estacionalidad y la geografía.

El aire húmedo generado en los océanos en latitudes bajas, a medida que se va desplazando a latitudes mayores, se va enfriando y precipitando volviéndose cada vez más empobrecido en isótopos pesados, generando una tendencia isotópica según latitud.

En zonas costeras la precipitación esta enriquecida en isótopos pesados ya que el vapor proviene del océano. En zonas interiores de los continentes, las precipitaciones llegan empobrecidas.

Como consecuencia de la influencia que tiene la temperatura sobre el fraccionamiento durante la condensación, ocurre que la precipitación se empobrece en isótopos pesados a medida que aumenta la altitud. Rozanski y Araguas (1995) presentan datos de isótopos estables de agua de precipitación en diferentes partes de Latinoamérica. Para la zona de estudio muestran que el  $\delta^{18}O$  disminuye a una tasa de 0.2‰ por cada 100 metros de altitud, entre 2000 y 4000 [m s.n.m.] (a menores alturas la tasa es mayor). En el trabajo de Ohlanders et al (2012), realizado en la cuenca del río Juncal, ubicada en la quinta región, encontraron tasas de disminución para el  $\delta^{18}O$  de 0.4‰ por cada 100 metros y para el  $\delta D$  de 3.4‰ en muestras de nieve.

La precipitación puede aportar a la escorrentía de una cuenca directamente o por la fusión de nieve. El agua de fusión de nieve tiene valores bajos de isótopos pesados al comienzo de la temporada de deshielo y se va enriqueciendo progresivamente a medida que la cobertura nival se derrite (puede tener variaciones en caso de nevazones fuera de temporada). Tal enriquecimiento se explica porque los isótopos livianos serán los primeros en pasar a la fase líquida, por lo que, la nieve residual queda con mayor porcentaje de isótopos pesados (Taylor et al, 2011).

En cuencas grandes, con una importante variación altitudinal, debería asumirse que, para cualquier tiempo dado, el agua de fusión de nieve a diferentes altitudes es el resultado de diferentes etapas de derretimiento. Para un instante dado, la nieve a baja altitud puede estar en una etapa temprana de derretimiento y, por lo tanto, enriquecida; mientras que, a mayores

alturas, la nieve estará en una etapa temprana de derretimiento aportando con una señal empobrecida relativa a la nieve inicial (Ohlanders et al., 2012)

### 2.2.3 Conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica se define como la capacidad de una sustancia para conducir la corriente eléctrica. Su unidad de medida del sistema internacional (SI) para es el siemens por centímetro [S/cm](Cohen *et al.*, 1994).

Generalmente, en soluciones acuosas la conductividad eléctrica es directamente proporcional con la concentración de sólidos disueltos (TDS) (Gustafson and Behrman, 1939). Lystrom (1978) ajusta esta relación para la cuenca del río Susquehanna en los Estados Unidos según la ecuación 2.10:

$$TDS = 0.622\kappa$$

**Ecuación 2. 10**

Con TDS en mg/L y  $\kappa$  en  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Dependiendo de los electrolitos presentes en una solución, la conductividad eléctrica puede aumentar entre 1 y 3% por cada °C (Robinson and Stokes, 1965). Para quitar el efecto de la temperatura en mediciones realizadas a aguas naturales, típicamente se reporta a 25°C ( $\kappa_{25}$ ) (Radtke et al., 2005).  $\kappa_{25}$  se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$\kappa_{25} = \frac{\kappa}{1 + \alpha(T - 25^{\circ}\text{C})}$$

**Ecuación 2. 11**

Donde  $\kappa$  es la conductividad eléctrica de la solución a temperatura T en °C y  $\alpha$  es el factor de compensación de temperatura. Para distintos instrumentos y aguas el factor de compensación de temperatura varía y se puede obtener empíricamente usando la ecuación para una solución de KCl estándar a distintas temperaturas.

### 3. Metodología

#### 3.1 Registros en estación fluviométrica

Se instaló una estación fluviométrica en el punto de salida de la cuenca (TP), la cual registró de manera continua la conductividad eléctrica, la temperatura del agua y la presión de agua y aire. A partir de los datos de presión, y a mediciones de aforo puntuales, se obtuvo el caudal para todo el periodo.

Los registros de caudal y temperatura comienzan en el mes de septiembre, abarcando todo el periodo de estudio. Por su parte, los de conductividad eléctrica comienzan a fines del mes de noviembre.

Los sensores de medición, así como las técnicas empleadas para la obtención del caudal a partir de los datos de presión, se describen con mayor detalle en el anexo A.

#### 3.2 Recolección y análisis de muestras

Para la realización de este estudio se realizaron 9 campañas de terreno a la cuenca alta del río Yeso, entre septiembre del 2017 y abril del 2018. Durante éstas, se recolectaron muestras de nieve, hielo y agua de escorrentía en distintos afluentes del río Yeso y en el punto de salida de la cuenca. Las ubicaciones relativas de los puntos de muestreo de aguas se presentan en la Figura 3. 1, mientras que la descripción de cada punto con las abreviaturas utilizadas en el desarrollo del trabajo se presenta en la Tabla 3. 1.

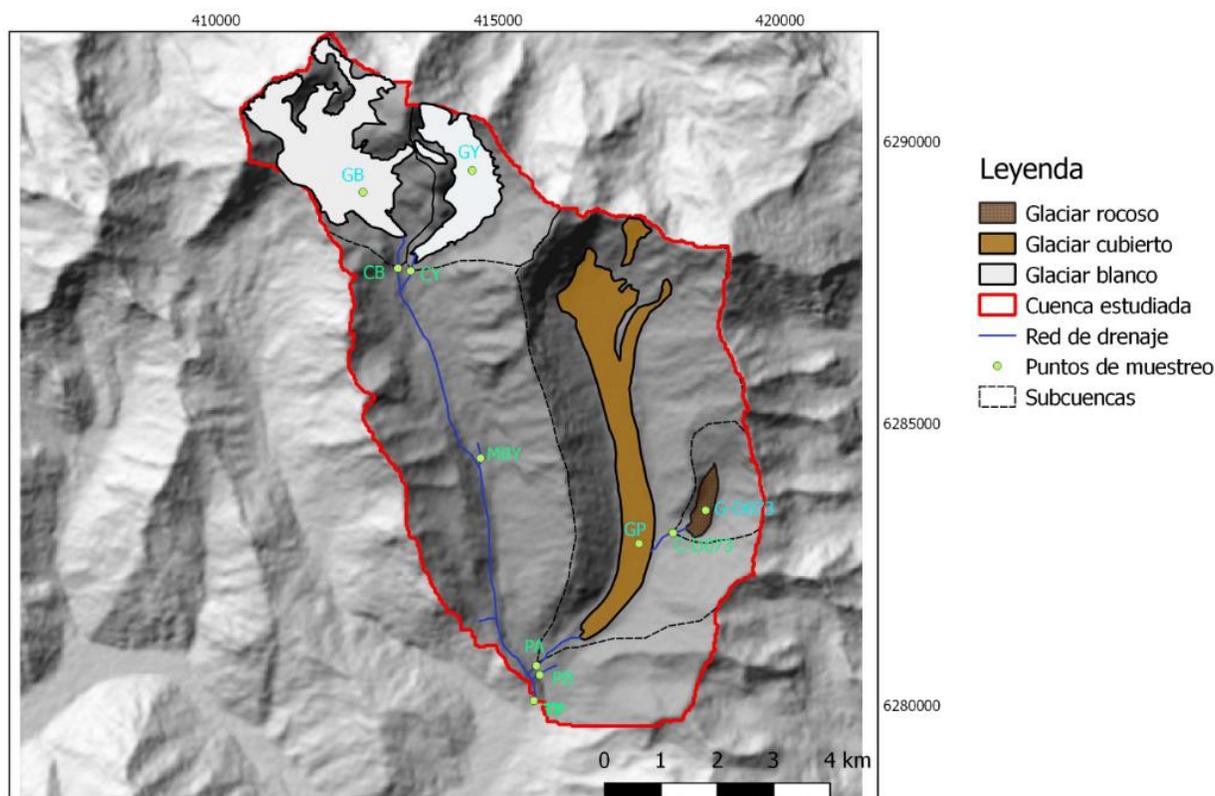


Figura3. 1 Mapa referencial de los puntos de muestreo.

**Tabla 3. 1 Codificación y descripción de los puntos de muestreo.**

Código	Coordenadas UTM-19S		Descripción
	Norte	Este	
CB	6287997	413408	Cauce frente glaciar Bello
CY	6287563	413445	Cauce frente glaciar Yeso
PA	6281106	416320	Estero Pirámide alto
PB	6280514	416050	Estero Pirámide bajo
C D073	6283159	418186	Cauce frente glaciar D-073
MBY	6283777	414959	Cauce morrena valle Bello Yeso
TP	6280322	415880	Río Yeso en termas del plomo.
GB	6289111	412756	Glaciar Bello
GP	6282885	417508	Glaciar Pirámide
GY	6289712	414569	Glaciar Yeso
G D073	6283420	418742	Glaciar D073

Los detalles de los procedimientos de recolección y preservación de las distintas muestras se presentan en el anexo B.

El análisis químico de las muestras se llevó a cabo en los laboratorios de Bureau Veritas con el cual se obtuvieron las concentraciones de aniones ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ) y cationes mayoritarios ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ). Por su parte, los análisis isotópicos ( $\delta\text{D}$  Y  $\delta^{18}\text{O}$ ) se realizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad Andrés Bello.

Además, se midió la conductividad eléctrica de las muestras en terreno y en el Laboratorio de Calidad de Aguas de la Universidad de Chile.

El detalle de los instrumentos y técnicas utilizadas para el análisis de trazadores naturales se encuentran en el anexo B.

### **3.3 Caracterización de las muestras de agua**

La caracterización de las diferentes fuentes de agua y las aguas de escorrentía se desarrolló analizando las variaciones espaciales y temporales en los trazadores medidos.

Se realizó un análisis estadístico usando diagramas de caja y bigote, a modo de identificar valores anómalos que puedan afectar el conjunto de muestras y para evaluar si los trazadores considerados pueden o no ser utilizados en un modelo de mezcla según la relación entre los valores de las fuentes y los de las aguas de escorrentía, en tal caso se considera que las muestras de escorrentía deben estar contenidas entre los valores de las diferentes fuentes.

A partir de lo anterior, se obtuvieron estadígrafos representativos para los trazadores medidos en las distintas fuentes de agua, para posteriormente ser utilizados como miembros extremos en la elaboración de los modelos de mezcla.

### **3.4 Confección de modelos**

A partir de los estadígrafos obtenidos para los distintos trazadores en las fuentes de agua, se definen éstas como miembros extremos para aplicar en modelos de mezcla a las muestras de

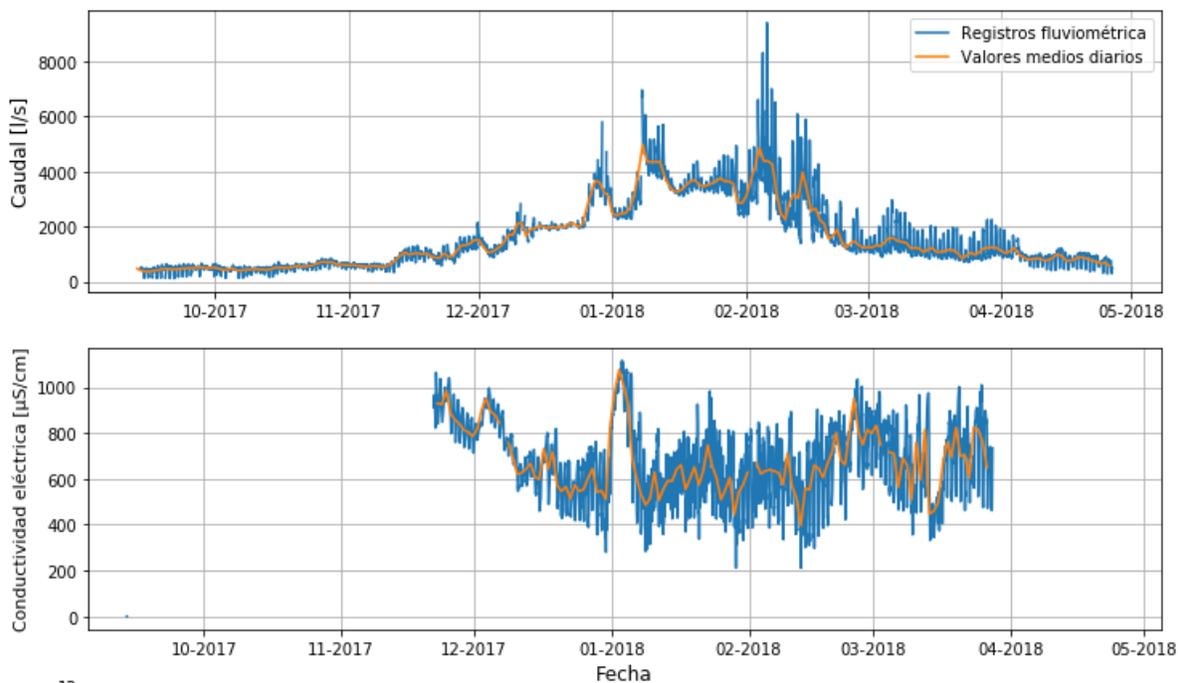
escorrentía en la salida de la cuenca. Para la separación de hidrograma, se interpolaron temporalmente las fracciones de aporte de cada fuente y fueron ponderadas por los caudales medios diarios medidos en la cuenca.

Se implementaron modelos de mezcla basados en miembros extremos contemplando el uso de  $\delta^{18}\text{O}$  en conjunto con un trazador hidroquímico (conductividad eléctrica o iones), lo cual permite separar en 3 fuentes de agua para cada muestra de escorrentía (aportes directos de nieve, aportes directos de glaciares y aportes de agua con procesos de interacción agua-roca). La incertidumbre asociada a cada modelo se estudió mediante un enfoque analítico descrito por Genereux (1998).

## 4. Resultados

### 4.1 Registros de la estación fluviométrica

En la Figura 4. 1 se presentan los registros de caudal y CE del agua medidas en la estación fluviométrica en TP, en conjunto con sus respectivos valores medios diarios.

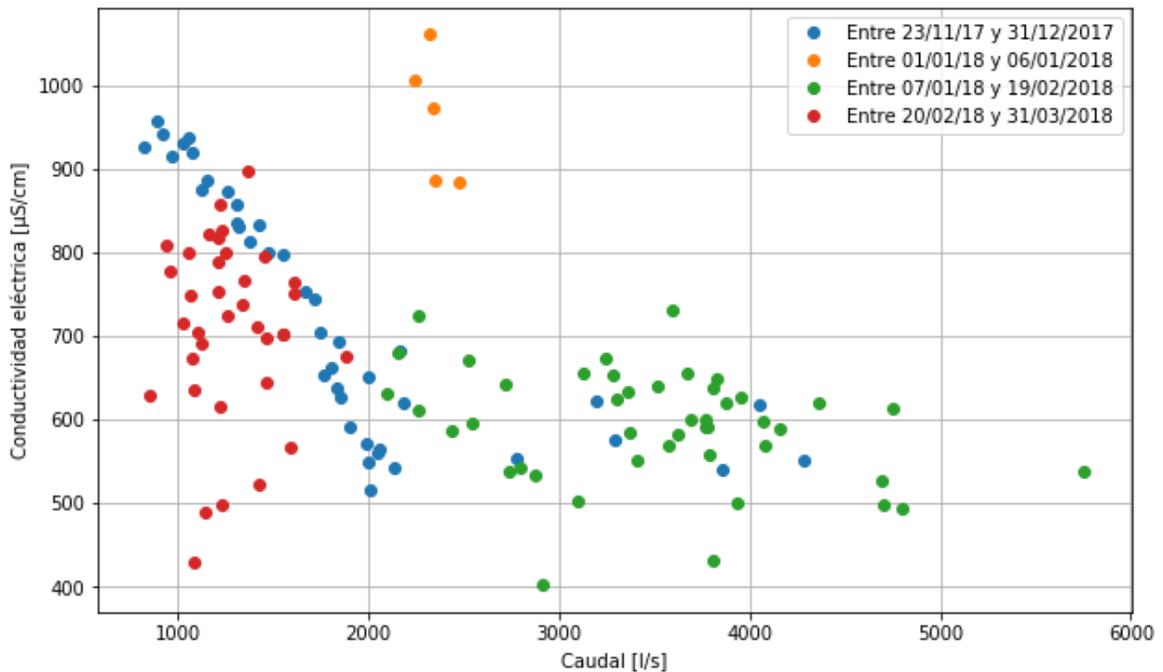


**Figura 4. 1 Registros de caudal y de CE de la estación fluviométrica en TP.**

Desde el comienzo de los registros y hasta mediados de noviembre, los caudales se mantienen relativamente bajos y constantes, con valores menores a 1000 [l/s]. En adelante, comienza un aumento considerable que alcanza sus mayores valores en enero y en la primera mitad de febrero (sobre los 4000 [l/s] de caudal medio diario), luego comienza un descenso generalizado que tiende a acercarse a los valores registrados en el primer periodo. Junto con los aumentos de los caudales medios diarios, aumenta también la variabilidad diaria, alcanzándose las mayores en la primera quincena de febrero.

A partir de los registros, se divide el hidrograma en tres etapas. La primera comprende entre septiembre y mediados de noviembre, la cual corresponde a la etapa más temprana del deshielo, previa al comienzo de la curva de concentración. La segunda abarca entre fines de noviembre y mediados de febrero, corresponde a la etapa de deshielo y comprende el tiempo base del hidrograma. La última, comienza a mediados de febrero y se extiende hasta el fin de los registros, corresponde a la etapa tardía del deshielo y se asocia a la curva de agotamiento del hidrograma.

En general se observa que, para los periodos en que aumenta el caudal existe una disminución en la CE y viceversa. En la Figura 4. 2 se relacionan los valores medios diarios de estas variables para distintos periodos.



**Figura 4. 2 Relación de caudales medios y CE media diaria medida en la estación fluviométrica en TP.**

La CE, tiene valores relativamente altos en noviembre (cerca de los 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), disminuyen considerablemente hasta principios de enero, para los caudales bajos en este periodo existe una relación lineal bien definida entre CE y caudal. Los primeros días de enero, existe un aumento brusco y acotado que alcanza los valores más altos registrados por el sensor. Este aumento se asocia con una disminución importante de caudal asociada a un evento de tormenta, además, representa valores anómalos en la relación entre los valores medios diarios de CE y de caudal como se observa en la Figura 4. 2. Durante el resto del mes, y, hasta mediados de febrero las variaciones horarias son mayores, mientras que los valores medios diarios se mantienen con valores entre los 400 y 800  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , los valores mínimos registrados ocurren en este periodo. En adelante, los caudales medios diarios bajan de los 2000  $\text{l}/\text{s}$  y la CE media diaria presenta una amplia variabilidad, entre los 400 y 900  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

## 4.2 Análisis muestras de agua

Los resultados entregados por los laboratorios para las muestras de agua se exponen en la presente sección.

Para el análisis estadístico de las muestras se ocupan diagramas de cajas y bigotes. En estos diagramas, los límites inferior y superior de la caja representan los valores del primer (Q1) y tercer cuartil (Q3). Los valores anómalos se representan con una “x” y son aquellos que quedan fuera del rango entre  $Q1-1.5*IQR$  Y  $Q3+1.5*IQR$ , donde IQR corresponde al rango intercuartílico, definido por  $IQR=Q3-Q1$ . Los valores extremos de los bigotes corresponden al mínimo y el máximo de los datos sin contar los valores anómalos. Por último, se representa la mediana de los datos con una línea horizontal naranja y la media con un triángulo verde.

Para facilitar el análisis se realiza una clasificación de las muestras según el tipo, es decir, si corresponde a nieve, hielo o agua de escorrentía, y para estas últimas, según su ubicación espacial. Las muestras de MBY y PB fueron clasificadas como muestras de agua proveniente directamente de morrenas, por cumplir esta condición durante todo el periodo de estudio. Las muestras de CY, CB y PA son clasificadas como tributarios al cauce principal, correspondiendo a los cauces que vinculan superficialmente la escorrentía en las cuencas de los glaciares con el cauce principal.

No fue posible muestrear el glaciar D-073 dado que presenta gran espesor de detritos, además, durante ninguna de las campañas de terreno se registró escorrentía superficial proveniente de éste.

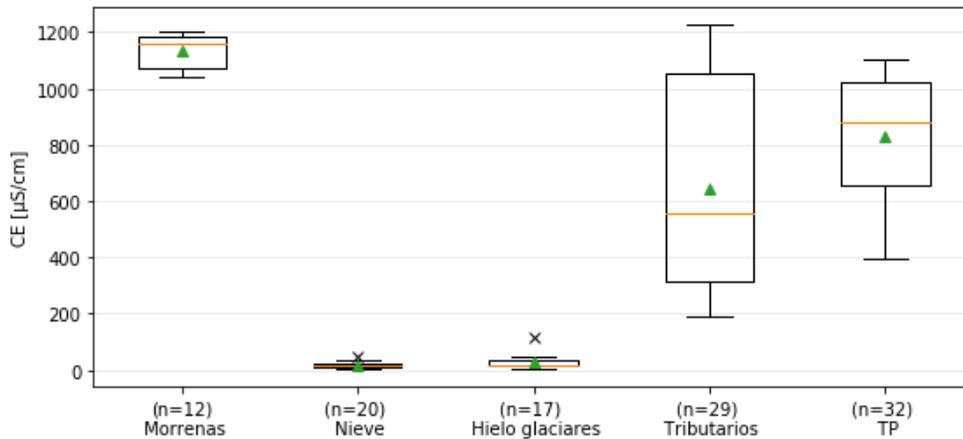
### 4.2.1 Hidrogeoquímica

#### 4.2.1.1 Conductividad eléctrica

La CE se relaciona directamente con la concentración de iones disueltos en el agua, sus valores medidos las muestras se presentan en la Figura 4. 3. Tanto las muestras de nieve como las de hielo de glaciares presentan valores muy bajos, al menos un orden de magnitud menores al resto de las muestras, que corresponden a agua de escorrentía.

En las muestras de nieve se encuentra un valor anómalo de un total de 20 muestras, el resto tiene una media de 14.3 [ $\mu S/cm$ ] y su desviación estándar vale 8.7 [ $\mu S/cm$ ]. Por su parte, en las muestras de hielo de glaciares se encuentra un valor anómalo de un total de 17 muestras, esta corresponde a una muestra tomada en el glaciar Pirámide (GP\_H15). Las 16 muestras restantes tienen una media de 22.1 [ $\mu S/cm$ ] y una desviación estándar de 12 [ $\mu S/cm$ ].

Las muestras de agua que son emanadas desde los depósitos morrénicos tienen valores de CE relativamente altos, siendo su media 1136 [ $\mu S/cm$ ] y su desviación estándar 63 [ $\mu S/cm$ ]. Las muestras de tributarios y las tomadas en la salida de la cuenca presentan las mayores variaciones, las cuales, en el caso de los tributarios se diferencian dependiendo de cada cauce medido y, para todas, la componente temporal, tanto a escala horaria como a escala de temporada, juega un rol importante que será analizado más adelante. Las medianas y medias de ambos grupos tienen valores intermedios entre los de morrenas y los de nieve junto con los de hielo de glaciares.



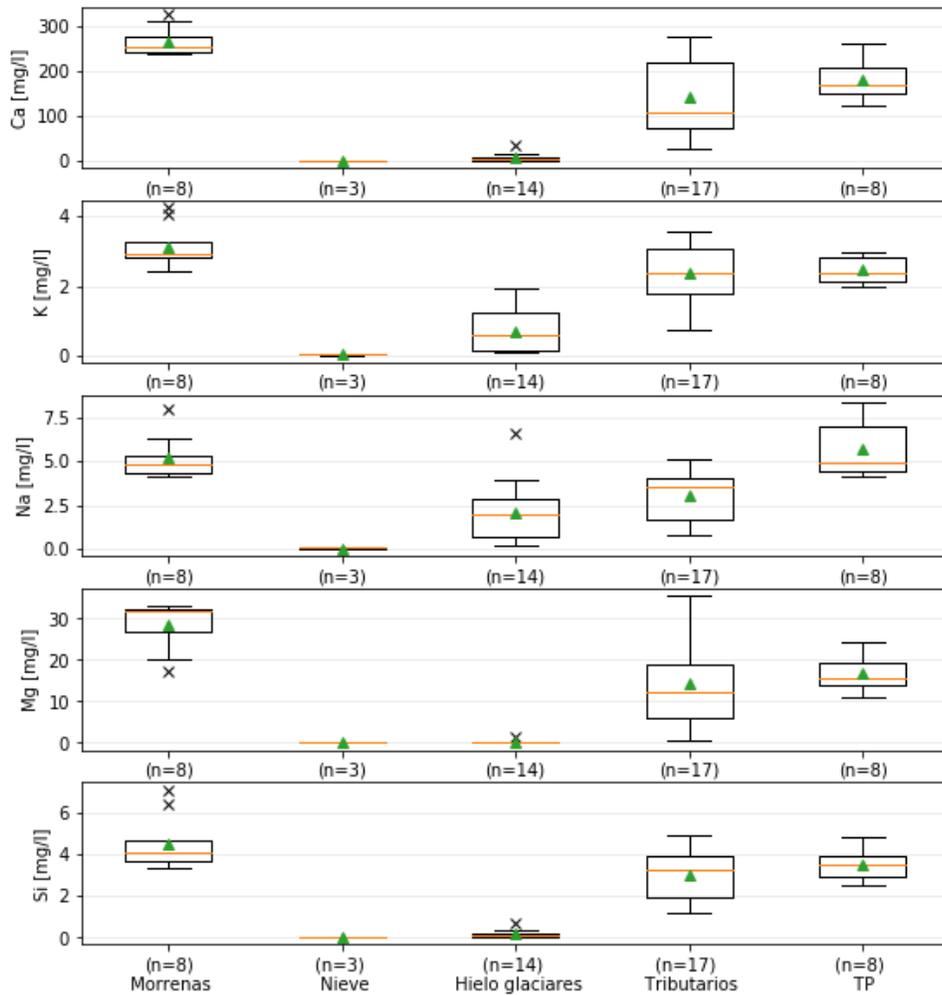
**Figura 4. 3 Diagrama de cajas y bigotes para la CE de las muestras de agua.**

Como primera aproximación se puede clasificar las fuentes de agua según su CE en dos categorías primarias: aguas sin reaccionar y aguas reaccionadas (Sueker *et al.*, 2000). Considerando los bajos valores de CE en las muestras de hielo y nieve, y que tienen su origen en la precipitación, se considera que es agua sin reaccionar, es decir, que no han sufrido procesos de interacción agua-roca. Por su parte, las aguas de escorrentía provenientes de depósitos morrénicos, tienen altos valores de CE, esto sucede por intercambio iónico y meteorización de minerales, se consideran aguas reaccionadas o con procesos de interacción agua-roca.

#### 4.2.1.2 Especies disueltas

De las muestras a las que se les realizó análisis químico, la mayoría tiene un balance iónico menor al 10%, todas las muestras de nieve lo superan y también algunas muestras de hielo glaciares. Estas muestras presentan balances con mayor cantidad de aniones que de cationes, además, tienen en común presentar bajos valores de CE y, por lo tanto, también tienen concentraciones bajas de elementos mayoritarios. El balance podría tender a equilibrarse si se considerara una mayor cantidad de especies disueltas.

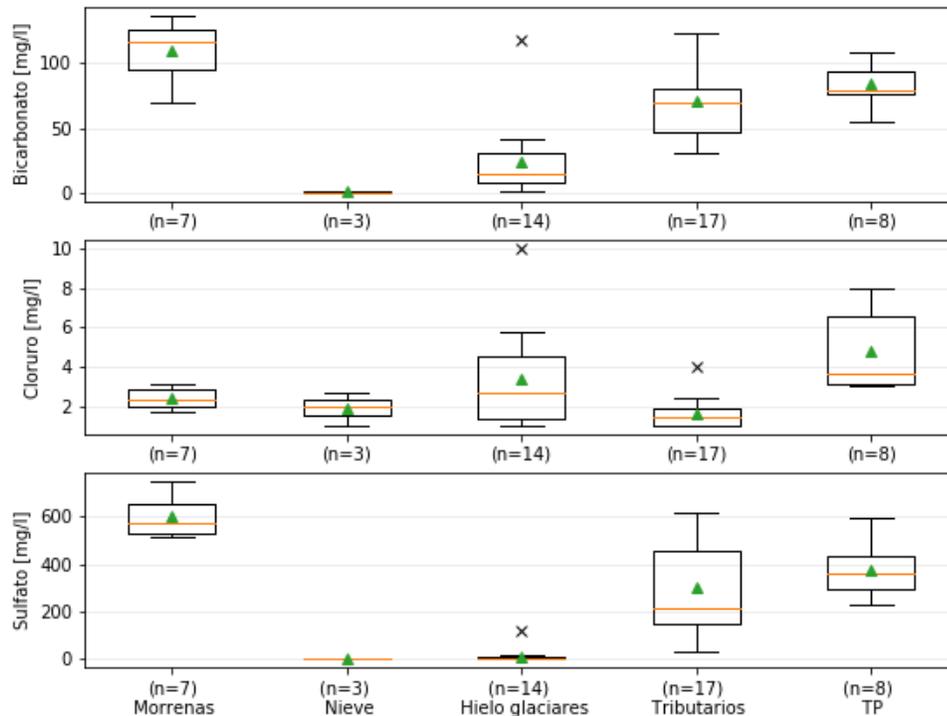
Los resultados de los análisis químicos de elementos mayores se presentan en los diagramas de cajas y bigotes de la Figura 4. 4 y la Figura 4. 5. Los elementos que presentaron concentraciones bajo su límite de detección fueron reemplazados por el valor de dicho límite en la construcción de los diagramas.



**Figura 4. 4 Diagrama de cajas y bigotes para cationes en las muestras de agua.**

El calcio es el catión más abundante en los distintos tipos de agua y es seguido por el magnesio, cuyas concentraciones son de un orden de magnitud menor que el calcio en cada uno de los grupos de muestras. En cuanto a los aniones, las mayores concentraciones las presenta el sulfato, y es seguido por el bicarbonato.

La sílice, el calcio, el magnesio y el sulfato presentan patrones similares a los de la CE al evaluar su distribución según la clasificación de las muestras. La de nieve y hielo presentan las concentraciones más bajas, y, entre ellas, son muy similares. Las aguas provenientes de depósitos morrénicos presentan las concentraciones más altas, y, las muestras de escorrentía en tributarios y en TP presentan valores intermedios. Dadas dichas relaciones, se puede considerar que estos iones diferencian de forma clara las aguas con interacción con las unidades geológicas de las aguas de derretimiento de hielo y nieve, por lo que, mediante ellos se podría explicar las concentraciones en las aguas de escorrentía como una mezcla de dichas fuentes.



**Figura 4. 5 Diagrama de cajas y bigotes para aniones en las muestras de agua.**

La química de nieve y hielo de glaciares se diferencia de forma más clara en las concentraciones de sodio y de potasio. El sodio en las muestras de hielo presenta un promedio dos órdenes de magnitud mayor que en las de nieve. Por su parte, el potasio es un orden de magnitud mayor en las muestras de hielo con respecto a las de nieve.

El sodio, tiene concentraciones en la escorrentía de TP que promedio son más altas que las medidas en morrenas y también en nieve y hielo, por lo que, no se puede explicar su concentración como una mezcla de dichas fuentes.

Las concentraciones de cloruro no superan los 8 [mg/l], lo cual es bajo. Este ion presenta cualidades que lo acercan a ser un trazador ideal, ya que es muy estable en solución y difícilmente precipitable. Además, no se oxida ni reduce en aguas naturales (Custodio, 1996). Sin embargo, mediante este trazador tampoco se pueden explicar los valores de TP como una mezcla de agua proveniente de las morrenas y de derretimiento de nieve y hielo, ya que los valores de TP superan a los de las fuentes e incluso a los de los tributarios. Cabe mencionar que los valores medidos, así como las diferencias entre los distintos tipos de agua, son del mismo orden de magnitud que el límite de detección para este anión 1 [mg/L].

Para la mayoría de los iones, en las muestras de hielo de glaciares se encuentra un valor anómalo por sobre el conjunto de muestras, corresponde a la muestra GP\_H15 la cual también representa un valor anómalo con respecto a los valores de CE.

#### 4.2.1.2.1 Clasificación de las aguas

Para realizar una clasificación química de las aguas se realiza un diagrama de Piper, el cual se presenta en la Figura 4. 6. Éste se obtiene graficando en dos diagramas terciarios las proporciones de las concentraciones de cationes y aniones en miliequivalentes por litro, y luego se proyectan en un diagrama de cuatro componentes que representan combinaciones entre los iones. Las muestras que presentan resultados bajo el límite de detección en alguna de las especies químicas consideradas se descartan de la clasificación, dado que ésta es en base a una proporción y no a valores absolutos.

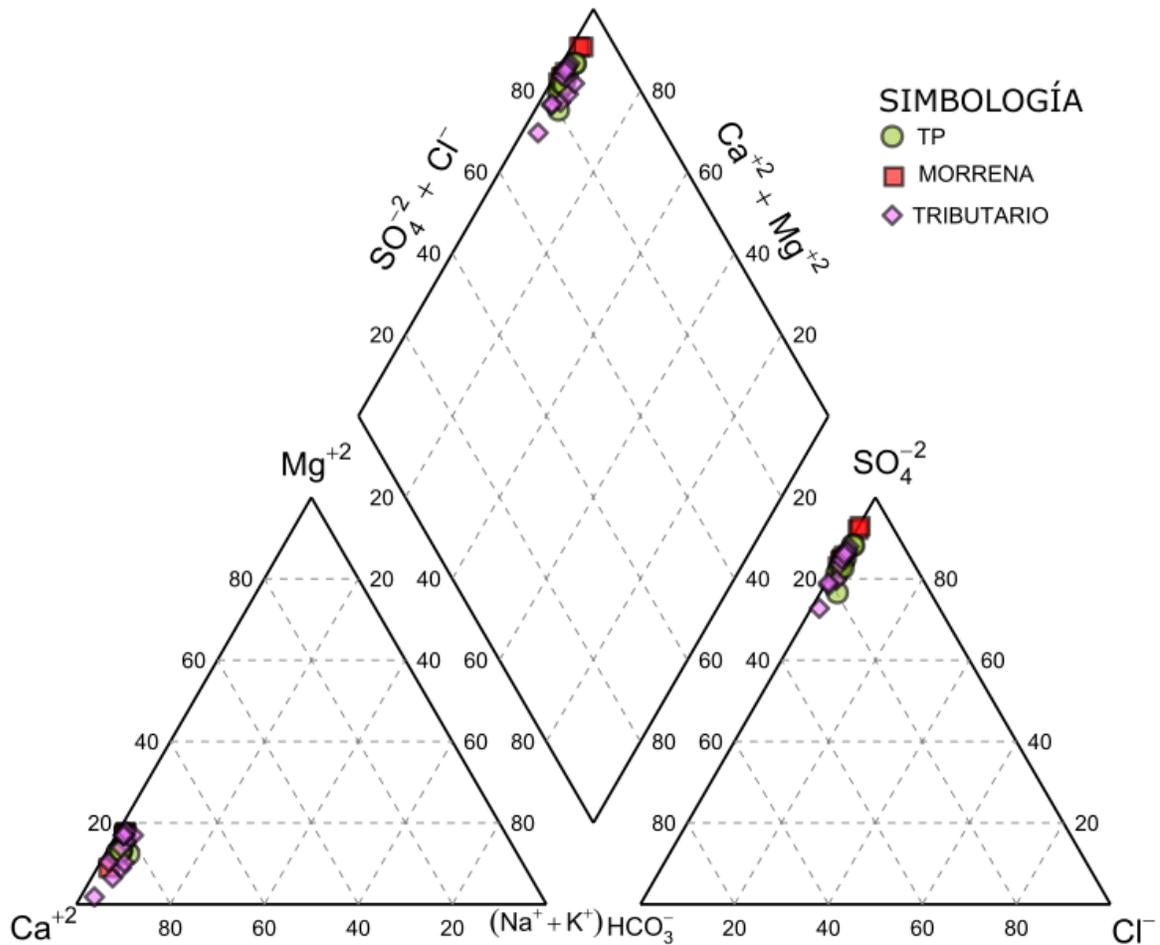


Figura 4. 6 Diagrama de Piper para las muestras de agua.

Considerando los cationes, se observa que el calcio representa la mayor proporción de éstos y es seguido por el magnesio que llega a representar hasta el 20%. Con respecto a los aniones, el sulfato representa la mayor proporción de éstos, con valores sobre el 75% para todas las muestras. El bicarbonato es el segundo anión más abundante.

Todas las muestras de agua de escorrentía se proyectan en la parte superior del diagrama indicando una composición sulfatada-cálcica, la cual sugiere que existe una importante disolución de yeso y/o anhidrita. El bicarbonato, el magnesio y parte del calcio podría explicarse por la disolución de carbonatos presentes principalmente en la formación Lo Valdés.

Las composiciones de TP y de los tributarios que nacen directamente de los glaciares varían en rangos similares tanto en cationes como aniones. Por su parte, las muestras de agua provenientes de depósitos morrénicos alcanzan mayor proporción de sulfato que el resto (todas sobre 80% y hasta 95%) y se proyectan más cercanas al extremo superior del diagrama.

#### 4.2.1.2.2 Índices de saturación

Para estudiar si las aguas se encuentran en equilibrio, subsaturadas o sobresaturadas con respecto a una especie mineral, se calculan sus índices de saturación. Los valores negativos señalan que el agua está subsaturada con respecto al mineral, y, si interactúa con éste, tenderá a disolverlo. Los valores positivos indican sobresaturación y que el respectivo mineral tenderá a precipitar. Valores cercanos a cero sugieren equilibrio entre ambas fases (Gemici y Filiz, 2001).

En la Tabla 4. 1 se presentan los índices de saturación de algunas muestras con respecto a minerales relevantes según la geología de la zona de estudio, los cuales fueron calculados usando el software PHREEQC con la base de datos "phreeqc.dat". Las muestras de aguas de escorrentía consideradas corresponden a distintos puntos de la cuenca y fueron colectadas en la campaña de terreno de fines de marzo. En la tabla se presentan ordenadas según sus valores de CE.

**Tabla 4. 1 Índices de saturación para muestras de agua, según calcita, anhidrita, yeso, dolomita y aragonito. (Códigos de ubicación descritos en la Tabla 3.1).**

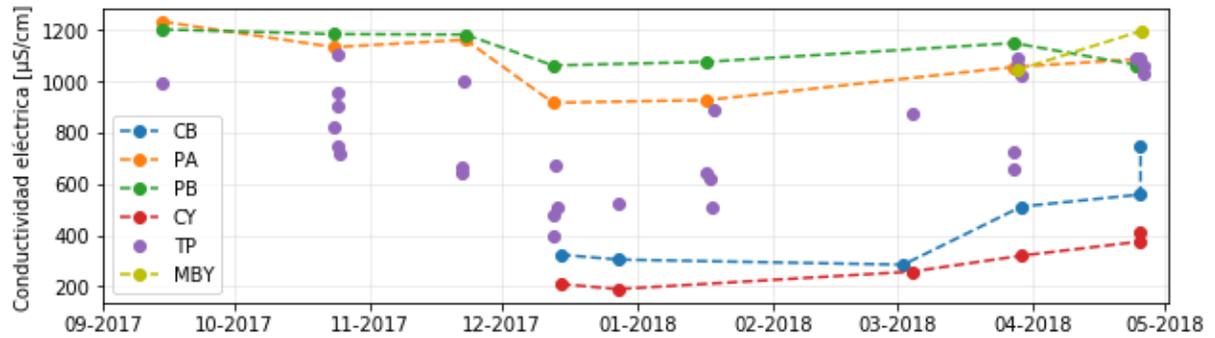
Código muestra	Ubicación	CE [μS/cm]	Índice de saturación				
			Calcita	Yeso	Anhidrita	Dolomita	Aragonito
CY_A15	CY	320	-0.99	-1.22	-1.77	-3.20	-1.15
CB_A15	CB	511	0.00	-1.08	-1.64	-0.98	-0.16
TP_A15	TP	725	-0.23	-0.88	-1.38	-1.41	-0.39
MBY_A15	MBY	1042	-0.04	-0.44	-0.98	-0.96	-0.20
PA_A15	PA	1054	0.19	-0.47	-1.01	-0.51	0.03
PB_A15B	PB	1147	0.34	-0.50	-1.04	-0.21	0.18

Todas las muestras se encuentran subsaturadas con respecto al yeso, la anhidrita y la dolomita. Las muestras de PA y PB presentan índices de saturación positivos y muy cercanos a cero en la calcita y el aragonito. Para CB y MBY, el índice de saturación de la calcita indica que se encuentran cercanas al equilibrio con ésta.

La muestra de CY es la que más subsaturada se encuentra en todos los minerales, y también la que presenta las CE más bajas comparada con las muestras evaluadas. Por su parte, las muestras con mayor CE (MBY, PA, PB) son las que presentan índices de saturación más cercanos al equilibrio.

#### 4.2.1.3 Variabilidad hidrogeoquímica en aguas de escorrentía

Las variaciones en la CE de las muestras recolectadas en los cauces que desembocan en el cauce principal en diferentes fechas durante el periodo de estudio son presentadas en la Figura 4. 7.



**Figura 4. 7 Variación temporal de la CE en distintos puntos.**

Las muestras de PA y PB presentan valores y patrones de variabilidad similares. PB, que corresponde a aguas que provienen de depósitos morrénicos, en general, presenta los valores más altos, en el rango entre 1060 y 1202 [µS/cm]. En los meses de septiembre, octubre y noviembre, donde los caudales medidos en la salida de la cuenca son relativamente bajos, la CE en PA y PB se mantiene con valores altos, entre 1100 y 1230 [µS/cm], y muy próximos entre ellos. En diciembre y enero, cuando los caudales ascienden considerablemente, en ambos cauces se alcanzan sus respectivos valores mínimos, y, además, las diferencias entre ambos se hacen más notorias. Hacia fines de marzo, la CE vuelve a aumentar, y en el caso de PB, toma valores muy similares a los del primer periodo mencionado. Finalmente, la CE en PB disminuye levemente y su valor prácticamente se iguala al de PA.

La muestra de MBY obtenida a fines de marzo, presenta valores altos de CE, similares a PA para la misma fecha. La muestra de abril tiene CE levemente superior con un valor por sobre todo el resto de las muestras en esta fecha.

Las muestras de CB y CY, abarcan desde diciembre del 2017 a abril del 2018, en general, presentan valores similares, por debajo de los valores de PA y PB. Los valores de CB, son siempre más altos que los de CY, presentan su máximo a fines de abril, con 749 [µS/cm] y su mínimo a principios de este mismo mes, con 305 [µS/cm]. Por su parte, CY tiene sus valores más bajos durante diciembre con 190 [µS/cm] y hacia el mes de abril aumenta alcanzando un valor máximo de 409 [µS/cm].

Las muestras de TP presentan amplia variabilidad horaria de CE, sus valores se encuentran siempre por debajo de los de PB, y casi siempre, por debajo de los valores de PA, sólo a fines de marzo presenta valores levemente superiores. Para cuando se tienen mediciones en CB y CY, los valores medidos en TP son siempre superiores a ambos.

En general, las relaciones espaciales entre las concentraciones de los elementos mayoritarios son similares. En la Figura 4. 8 se presenta la variación temporal del calcio en los distintos cauces, el resto de los elementos son presentados en el anexo D.

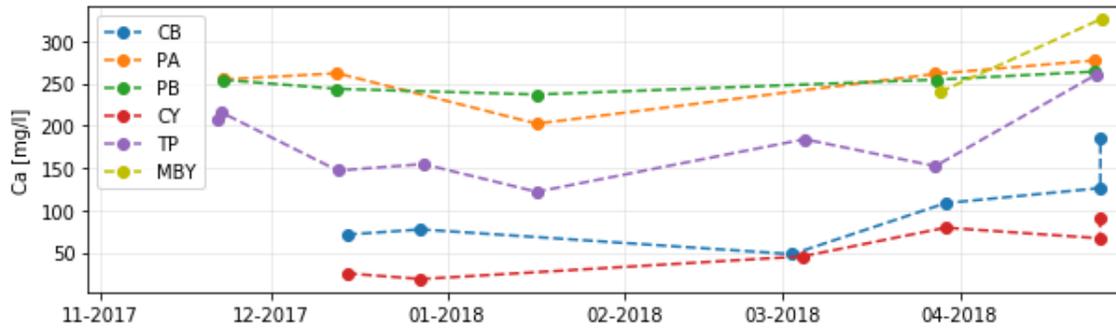


Figura 4. 8 Variación temporal del calcio disuelto para muestras recolectadas en distintos puntos.

Para todo el periodo de estudio, las concentraciones de las especies medidas en TP, presentan valores menores a las medidas en PB, con excepción del sodio y el cloruro que en algunos meses presenta concentraciones mayores a las de esta escorrentía y a las del resto de los tributarios. Además, las distintas especies disueltas medidas en TP presentan concentraciones superiores a las de CY y/o CB para todo el periodo de estudio, con excepción del bicarbonato medido en diciembre.

#### 4.2.2 Isótopos estables de agua

Los isótopos estables de agua, a diferencia de las especies químicas disueltas, son trazadores no reactivos, es decir, que su abundancia no depende de su interacción con las unidades geológica o del recorrido del flujo, salvo por la evaporación (Sueker *et al.*, 2000).

Los conjuntos de datos de isótopos estables de agua para cada grupo clasificado de muestras se presentan en el gráfico de cajas y bigotes de la Figura 4. 9.

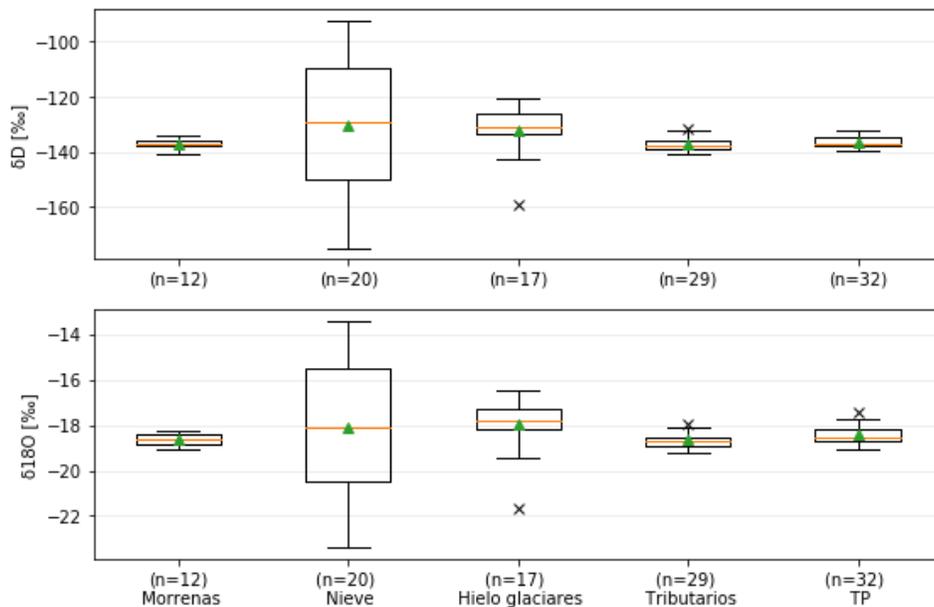
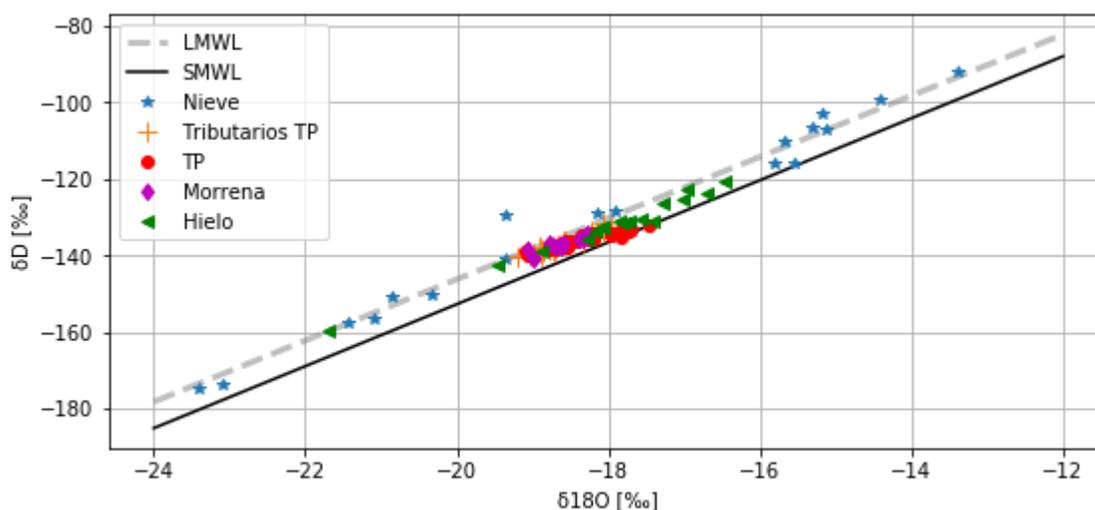


Figura 4. 9 Diagrama de cajas y bigotes para los isótopos estables de agua medidos en las muestras de agua.

Se observa que los patrones en los resultados de ambos isótopos son similares. La nieve presenta la mayor variabilidad, seguido por el hielo de glaciares. Por su parte, las muestras obtenidas en las aguas de escorrentía, presentan una variación mucho menor que los grupos antes mencionados incluso a pesar de que el número de muestras es superior.

El conjunto de datos de las muestras de hielo presenta un valor anómalo, mucho más empobrecidos en isótopos pesados. La mediana y el promedio de estas muestras se encuentra por sobre las de escorrentía.

En la Figura 4. 10 se presentan los datos isotópicos graficados según la relación entre  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$ , y la línea de aguas meteóricas para la ciudad de Santiago (SMWL) definida a partir de datos isotópicos de muestras de precipitación obtenidas en Santiago por la Comisión Chilena de Energía Nuclear (CCHEN) entre 2011 y 2015, los cuales fueron extraídos desde el sitio web de la International Atomic Energy Agency (IAEA).



**Figura 4. 10** Relación entre  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$  para las muestras de agua. Se presenta también la SMWL dada por  $\delta D = 8.11 * \delta^{18}O + 9.3$ , y la LMWL calculada a partir de las muestras del manto nival y dada por  $\delta D = 8.01 * \delta^{18}O + 14.3$ .

Las muestras de nieve representan la precipitación actual en la cuenca y a partir de ellas se puede definir una línea local de aguas meteóricas (LMWL) dada por  $\delta D = 8.01 * \delta^{18}O + 14.3$  ( $R^2 = 0.97$ ) y que se ubica sobre la SMWL.

Las muestras de hielo de glaciares se ajustan bien a la LMWL, lo que sugiere que las condiciones de precipitación en la cuenca no deben haber variado mucho desde que se acumuló la nieve que permitió la formación de la superficie expuesta de los glaciares. Además, las muestras de agua de escorrentía también se ajustan a la LMWL, lo que indica que su principal fuente son aguas meteóricas y que no tiene aportes importantes de agua con signatura isotópica diferente, como podría ser, por ejemplo, agua asociada sistemas hidrotermales cercanos.

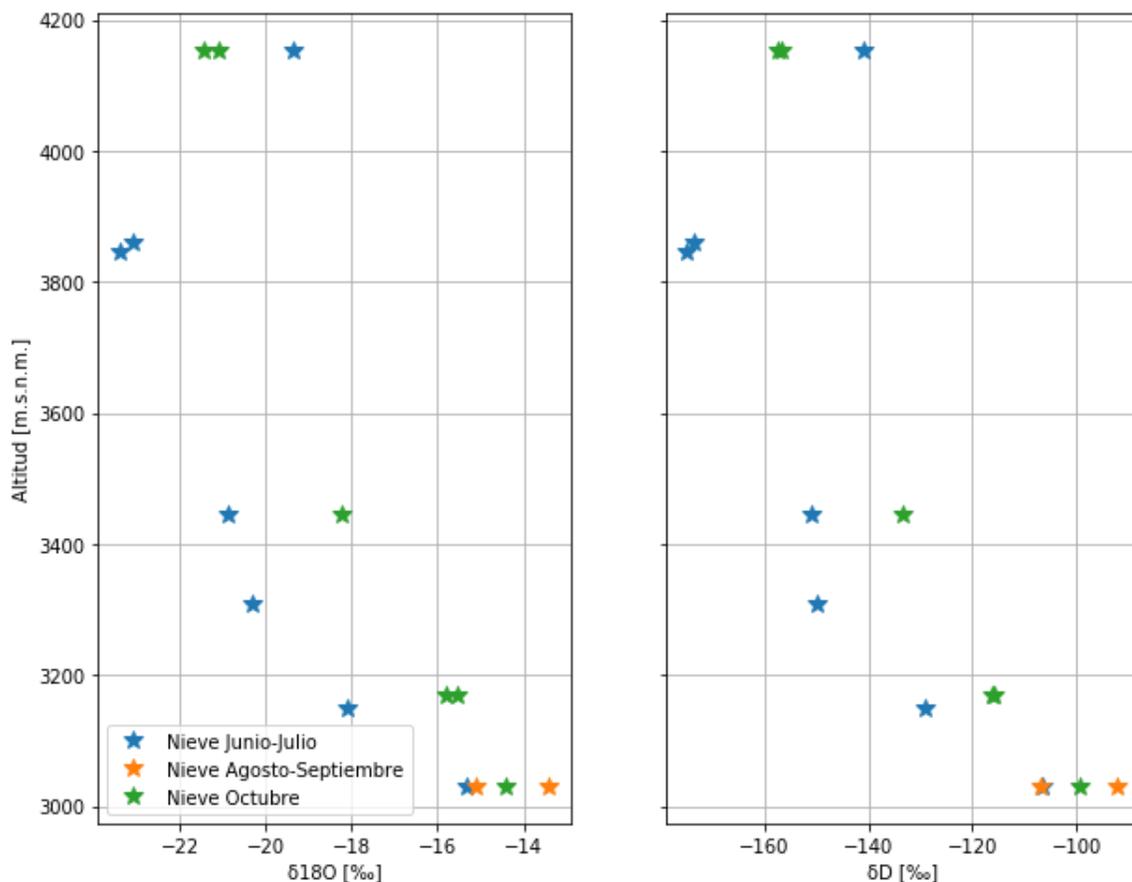
Las muestras de agua subterránea asociada a depósitos morrénicos, tienen valores similares a la fracción más empobrecida en isótopos pesados de las aguas de escorrentía, considerando a los tributarios y a TP.

#### 4.2.2.1 Variabilidad isotópica en la nieve

La gran variabilidad que presentan las muestras de nieve se debe a que su signatura isotópica depende de la temperatura a la cual ocurre la precipitación, lo cual, a su vez, se relaciona con la altura de precipitación, y también, a los procesos de fraccionamiento posteriores a la precipitación como fusión, sublimación y recongelamiento. Entonces, existe una componente temporal y espacial que influye en la isotopía del manto nival.

En la Figura 4. 11 se relaciona la signatura isotópica de las muestras de perfil de nieve colectadas en distintos puntos de la cuenca en diferentes fechas. En ella se observa que existe una tendencia general de empobrecimiento en isótopos pesados en el manto nival a medida que aumenta la altitud y un enriquecimiento en isótopos pesados a medida que avanza la temporada.

En particular, la muestra de mayor altitud de la temporada junio-julio escapa notablemente de la tendencia que representa el resto de las muestras tomadas en el mismo periodo. Esta fue tomada sobre el glaciar Bello, donde predominan vientos más fuertes que en el promedio de la cuenca, los cuales pueden favorecer el transporte y la sublimación de nieve. La sublimación produciría un enriquecimiento en isótopos pesados en el manto nival residual, ya que la fase sublimada favorece los isótopos livianos.



**Figura 4. 11 Relación entre isótopos estables de agua y altitud para muestras del manto nival recolectadas en distintos periodos.**

Dietermann and Weiler (2013) sugieren que, además de la influencia de la temporada y la altitud de precipitación, factores como la micro y macro topografía, el transporte de nieve por viento o avalanchas, y el enriquecimiento de las capas superiores del manto nival dependiendo de la exposición al sol, pueden contribuir significativamente en la distribución espacial y temporal del manto de nieve.

Considerando que el manto nival de octubre es el más completo y cercano a la temporada de deshielo, se considera éste como representativo de la nieve como fuente aportante a la escorrentía durante la temporada de deshielo correspondiente a este estudio. La relación entre la signatura isotópica y la altitud de estas muestras está dado, para cada isótopo, por los siguientes ajustes lineales:

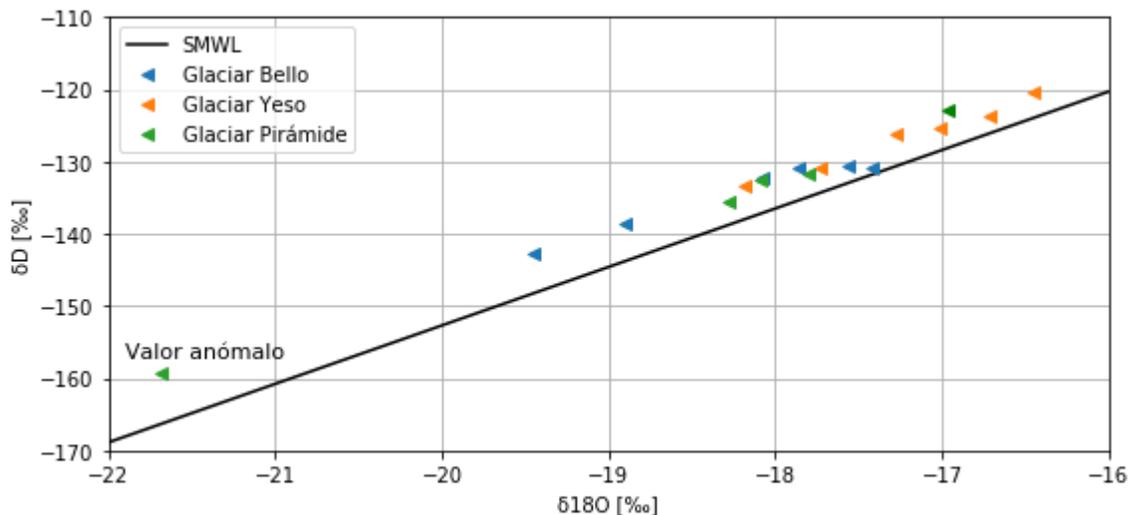
$$\delta D = -0.045 * ALTITUD + 25.841 \quad R^2 = 0.936$$

$$\delta^{18}O = -0.006 * ALTITUD + 2.179 \quad R^2 = 0.962$$

**Ecuación 4. 1**

#### 4.2.2.2 Variabilidad isotópica en hielo de glaciares

En la Figura 4. 12 se presentan los datos isotópicos de las muestras de hielo de glaciares, según el glaciar del que fueron tomadas. No todas las muestras corresponden al mismo punto sobre el glaciar y sus respectivas ubicaciones están especificadas en el anexo C.

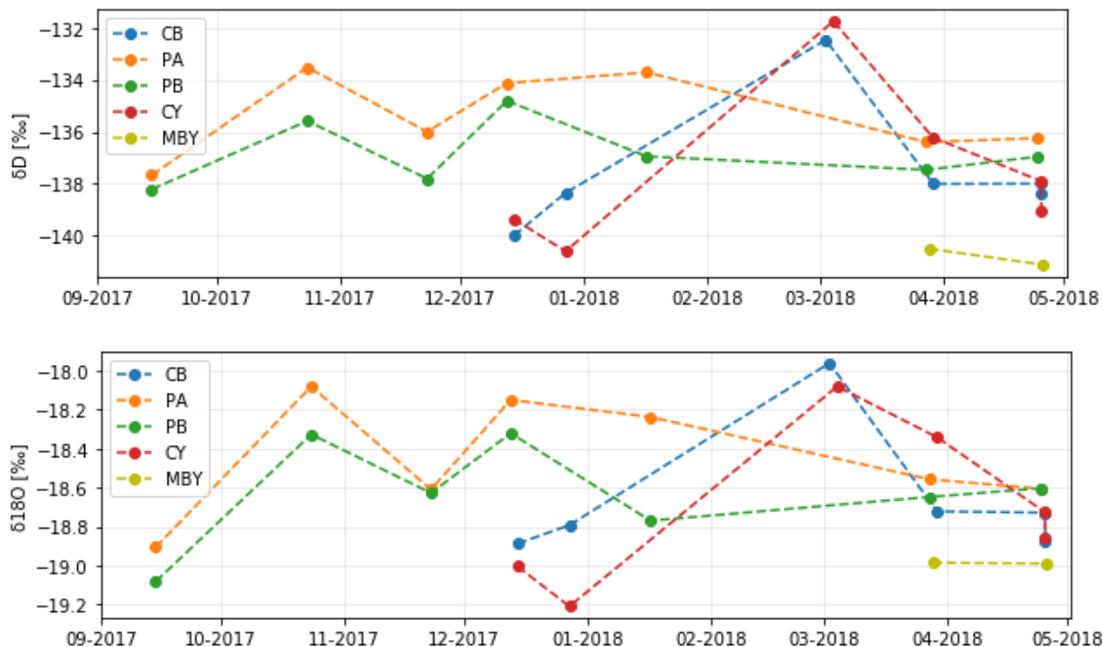


**Figura 4. 12 Relación entre  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$  para las muestras de hielo tomadas en distintos glaciares y la SMWL.**

Las variaciones isotópicas son importantes y no se encuentra una relación clara entre la signatura de la muestra y el glaciar del que fueron extraídas. En general, la signatura isotópica del hielo de los glaciares depende de los distintos eventos de precipitación que han participado su génesis, y de las condiciones de su zona de acumulación, como la altitud o la exposición al sol.

#### 4.2.2.3 Variabilidad isotópica en tributarios

Las variaciones temporales de la signatura isotópica en las muestras tomadas en las aguas de escorrentía que aportan al cauce principal se presentan en la Figura 4. 13. Se tiene, para PA y PB, 7 campañas con mediciones entre septiembre del 2017 y abril del 2018. Por su parte, para CB y CY, se tienen 5 campañas con mediciones entre diciembre del 2017 y marzo del 2018.



**Figura 4. 13 Variaciones temporales de isótopos estables en aguas de los distintos tributarios.**

En general, se observa que PA y PB presentan patrones de variabilidad similares, con PB levemente empobrecido con respecto a PA. La diferencia más importante entre ellos se da en el mes de enero. Durante septiembre los valores de  $\delta D$  son muy cercanos y en noviembre y abril los valores de  $\delta^{18}O$  son prácticamente iguales. Ambos cauces provienen de la cuenca del glaciar Pirámide y la similitud isotópica entre ellos sugiere que durante toda la temporada sus fuentes son similares isotópicamente y en la magnitud de sus aportes.

CB y CY también presentan patrones de variabilidad isotópica similares, las muestras tomadas durante las dos campañas de diciembre, en las cuales los caudales son altos, registran los valores más empobrecidos en isótopos pesados, incluso comparando con PA y PB, esto sugiere que sus aportes provienen de una fuente también empobrecida como podría ser la nieve acumulada a alturas superiores a las de estos puntos. En la campaña de principios de marzo, ambos cauces presentan aguas considerablemente más enriquecidas en isótopos pesados, lo cual sugiere un cambio en las fuentes aportantes, tiende a acercarse a los valores medios de hielo de glaciares. Para la campaña de finales de marzo y la de abril, las aguas se empobrecen en isótopos pesados, asimilándose a los valores registrados en PA y PB.

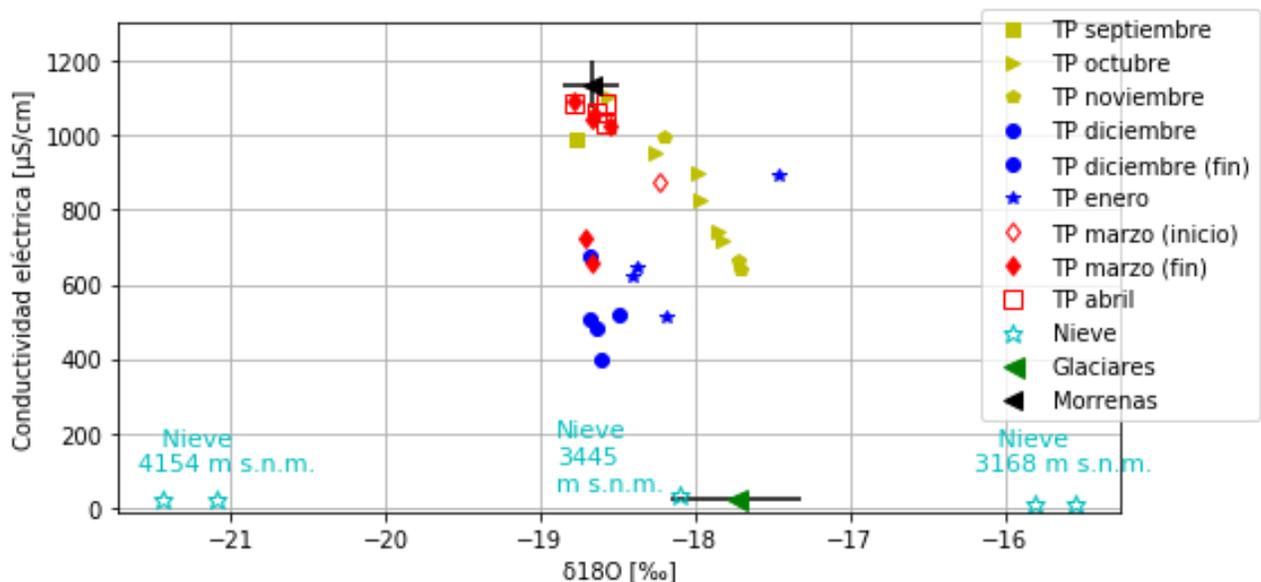
Las cuencas definidas por puntos de salida en CY y CB tienen características similares, gran parte de su superficie sin nieve corresponde a superficie glaciar descubierta, además, tienen altitudes similares y se ubican a la misma latitud.

Las muestras de MBY presentan los valores más empobrecidos en isótopos pesados durante la campaña de fines de marzo y abril, las diferencias isotópicas entre ambas muestras son muy bajas.

#### 4.2.2.4 Variabilidad mensual de trazadores en TP

En la Figura 4. 14 se presentan los resultados de CE versus  $\delta^{18}\text{O}$  para las muestras de escorrentía en TP diferenciadas según la campaña de terreno en que fueron muestreados y según el periodo del deshielo definido a partir del hidrograma de la cuenca: etapa temprana del deshielo (amarillo), etapa de máximo deshielo (azul) y etapa tardía de deshielo (rojo). Además, se incluye el promedio de las muestras de escorrentía proveniente de los depósitos morrénicos y el promedio de las muestras de hielo de glaciares, ambos con su respectivo error en un intervalo de confianza del 95% según una distribución T-Student. Por último, también se incluyen las muestras del manto nival de octubre destacando su respectiva altitud.

Se observa que los datos de TP tienen un comportamiento variable dentro de la temporada. Las muestras de isótopos recolectadas en TP, varían entre  $-138.13[\text{‰}]$  y  $-132.09[\text{‰}]$  de  $\delta\text{D}$  y entre  $-18.78[\text{‰}]$  y  $-17.45[\text{‰}]$  de  $\delta^{18}\text{O}$ .



**Figura 4. 14** Relación entre CE y  $\delta^{18}\text{O}$  para las muestras de agua tomadas en TP en distintos periodos. Se incluyen los promedios de las muestras de hielo de glaciares y de agua proveniente de depósitos morrénicos con sus respectivos errores medios a un intervalo de confianza del 95%, además, se presentan las muestras del manto nival recolectadas en el mes de octubre del 2017.

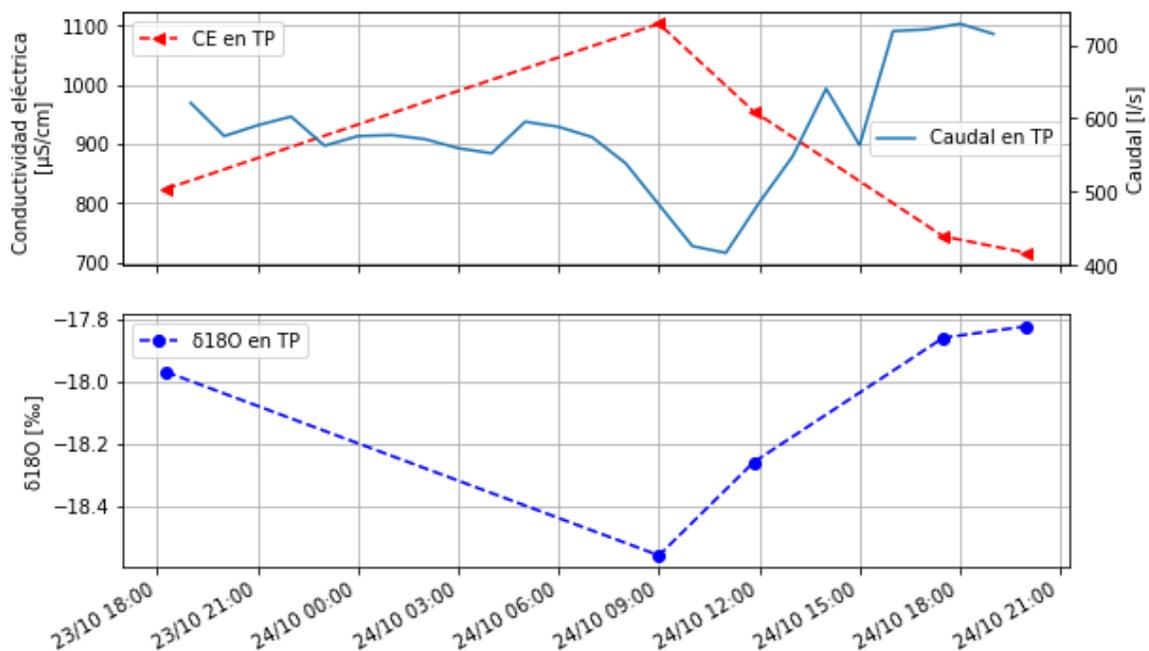
Durante la etapa temprana del deshielo, el caudal es relativamente bajo, la cuenca se encuentra en gran parte cubierta de nieve (en septiembre está totalmente cubierta) y las temperaturas van en aumento. Para octubre y noviembre existe una importante variabilidad en la CE (cerca de 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), esta variable se relaciona linealmente con el  $\delta^{18}\text{O}$ . A mayor CE los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son similares al promedio de morrenas y a medida que disminuye la CE, el agua se enriquece en isótopos pesados tendiendo a valores similares al promedio de hielo de glaciares y hacia nieve de baja altitud.

En los meses donde se registran los mayores caudales, representados en las muestras de las campañas de diciembre y enero, se tiene que la cobertura nival prácticamente desaparece de los valles bajo los glaciares Bello y Yeso, por lo que, las variaciones más significativas en cuanto a la proveniencia de la nieve deberían ocurrir en este periodo. Los valores de CE son relativamente bajos con respecto a los otros periodos. El  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de diciembre esta empobrecido en isótopos pesados con respecto a la línea que une el promedio de hielo de glaciares y de morrenas, lo que sugiere aportes de una fuente empobrecida como podría ser nieve de altitud sobre 3445 [m s.n.m.]. Para enero, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  están levemente enriquecidos con respecto a los de diciembre, son cercanos a la línea entre el promedio de hielo de glaciares y el de morrenas, con excepción de una muestra mucho más enriquecida que representa un valor anómalo y no se explica con las fuentes consideradas.

En la etapa tardía del deshielo, los caudales tienden a disminuir, la cobertura nival en la cuenca es muy baja y las temperaturas en la cuenca tienden a disminuir. La muestra de comienzos de marzo presenta valores relativamente enriquecidos en isótopos pesados con respecto al resto de este periodo, en general, los valores son cercanos al promedio de agua proveniente de depósitos morrénicos con excepción de algunas que presentan CE más bajas.

#### 4.2.3.2.1 Variabilidad horaria en TP

Se presentan las variaciones isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  a escala diaria comparadas con el caudal y la CE medida en la estación fluviométrica, así como también, la CE medida en las muestras. Esto para las campañas de octubre (Figura 4. 15), enero (Figura 4. 16) y la de fines de marzo (Figura 4. 17), cada una representando una etapa distinta de la temporada de deshielo.



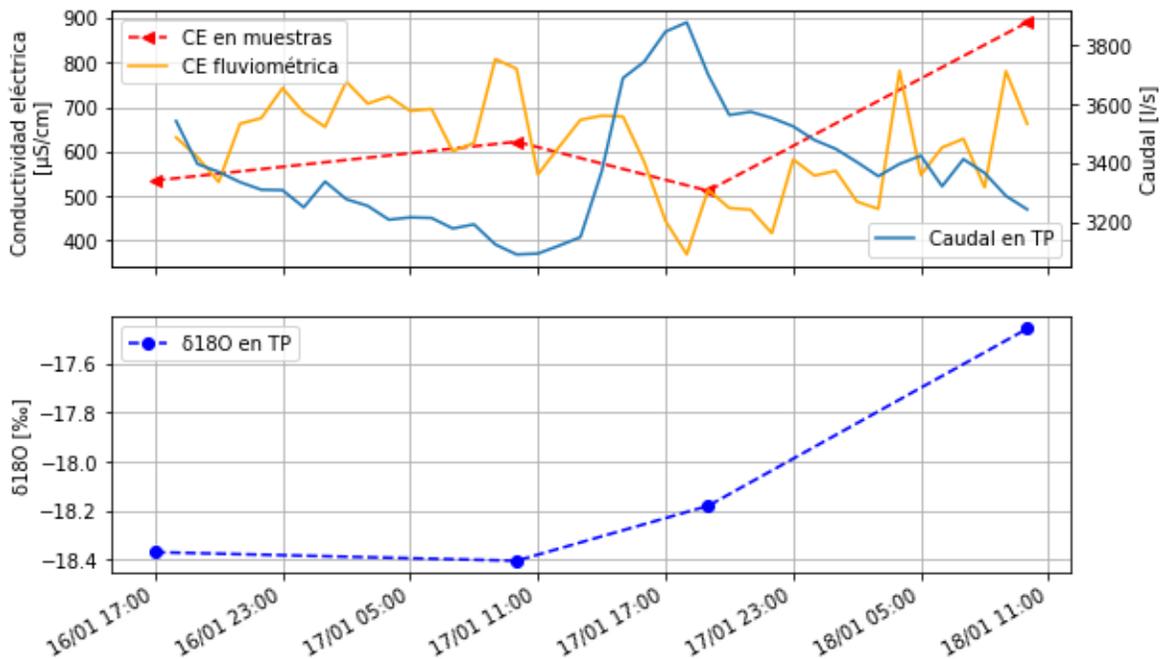
**Figura 4. 15 Variabilidad horaria de caudal, CE y  $\delta^{18}\text{O}$  en TP para la campaña de octubre.**

Para la campaña de octubre se observa una buena relación entre las 3 variables consideradas: a medida que aumenta el caudal existe una disminución en la CE medida en las muestras, mientras que, a su vez, las aguas se enriquecen en isótopos pesados. Esta relación directa del  $\delta^{18}\text{O}$  con el

caudal, e inversa con la CE indica que la fuente que provoca el aumento de caudales tiene un bajo contenido iónico, y, además, se encuentra enriquecida en isótopos pesados respecto al flujo base (asociado a este día) con una señal bien definida, es decir, que no presenta variaciones importantes a escala horaria.

La signatura isotópica de la muestra más empobrecida es la que tiene valores más cercanos al promedio de las muestras de agua surgente de depósitos morrénicos y también de la muestra de septiembre en TP.

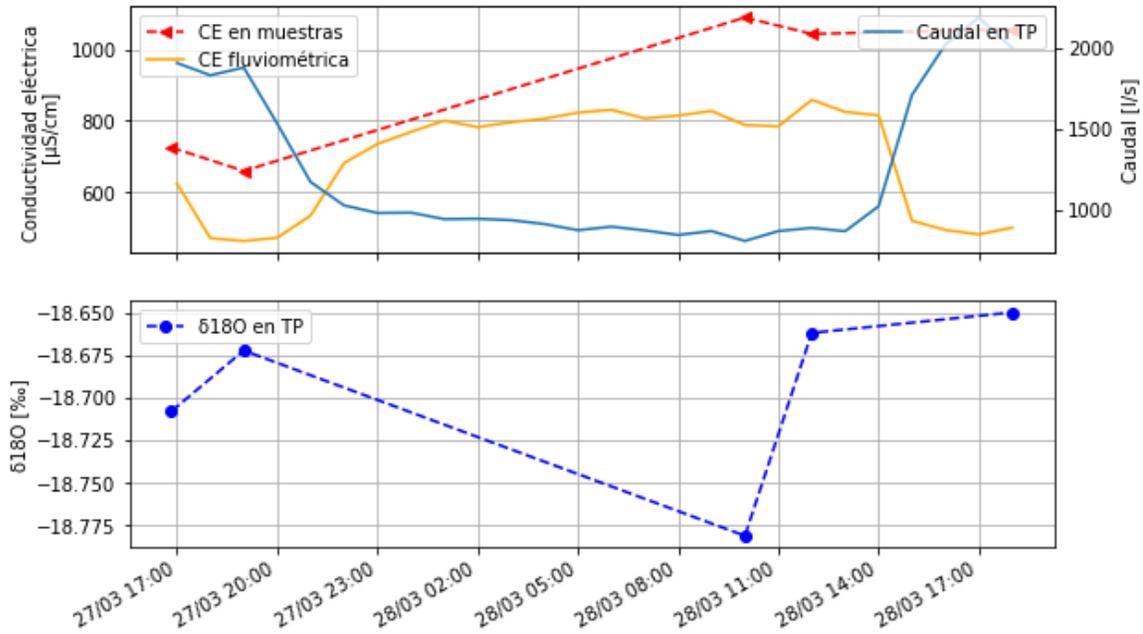
Durante esta campaña las variaciones horarias de  $\delta^{18}\text{O}$  medidas son de aproximadamente 1.2 [‰], mientras que las variaciones entre el mínimo y el máximo caudal son relativamente acotadas (cerca de 300 [l/s]), éstos ocurren a las 11:00 y 18:00 horas respectivamente.



**Figura 4. 16 Variabilidad horaria de caudal, CE y  $\delta^{18}\text{O}$  en TP para la campaña de enero.**

Durante las mediciones realizadas en la campaña de enero (entre los días 16 y 18 del mes), los caudales presentaron variaciones entre los 3000 y 4000 [l/s], alcanzando su valor mínimo cerca de las 10:00 horas y máximo cercano a las 17:00 horas. La CE registrada por el sensor, presenta su mayor y menor valor asociados al mínimo y máximo de caudal respectivamente.

Las muestras fueron tomadas en horas similares y en días consecutivos, dos asociadas a caudales bajos y dos asociadas a caudales altos, no se observa una relación clara entre  $\delta^{18}\text{O}$  y caudal. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  presentan variaciones en un rango de 1.0 [‰].



**Figura 4. 17 Variabilidad horaria de caudal, CE y  $\delta^{18}\text{O}$  en TP para la campaña de fines de marzo.**

Durante la campaña de fines de marzo, los caudales presentaron variaciones entre los 800 y 2200 [l/s], presentando su mínimo registro a las 10:00 y su máximo a las 17:00 (esto durante el día 28 del mes). La CE registrada por el sensor de la estación fluviométrica se relaciona inversamente con el caudal de manera bien definida.

Las variaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  ocurren en un rango muy acotado, con diferencias inferiores a 0.2 [‰], lo cual es muy cercano a la precisión analítica para este isótopo (0.1 [‰]). En general presenta sus valores más enriquecidos en este isótopo asociado a caudales altos, y su valor más empobrecido asociado a caudales bajos, sin embargo, su relación con las variaciones de caudal no es del todo clara.

Tanto en enero como en marzo, la CE de las muestras presenta diferencias con respecto a los registros del sensor de la estación fluviométrica. Éstas se observan con mayor claridad en las mediciones de marzo, donde todas las mediciones en las muestras presentan valores mayores a los del sensor a la misma hora. Cabe destacar que los registros del sensor corresponden a promedios horarios, mientras que el muestreo son mediciones puntuales.

### 4.3 Modelos

Para la elaboración de los modelos de mezcla se consideró como miembros extremos los valores  $\delta^{18}\text{O}$  en conjunto con la CE o algunas de las especies disueltas en 3 fuentes. Éstas corresponden a aguas con procesos de interacción agua-roca (caracterizadas según las aguas subterráneas provenientes de depósitos morrénicos), al derretimiento directo de hielo de glaciares y de nieve, que luego de la fusión se incorpora al río rápidamente como flujo superficial sin interactuar con las unidades geológicas.

La caracterización isotópica de la nieve fue particular dada su fuerte dependencia con la altitud. Se clasificó su proveniencia en diferentes rangos de altitud según el periodo de deshielo: entre septiembre y noviembre se consideró que provenía de altitud baja, inferior al frente del glaciar Pirámide (entre los 3000 y 3200 [m s.n.m.]), para el periodo de mayores caudales, representado por las muestras de diciembre y enero, se consideró que la nieve provenía de gran parte de la cuenca, entre 3200 y 3900 [m s.n.m.], abarcando por completo el valle del glaciar pirámide y el valle de los glaciares Bello y Yeso bajo sus frentes, lo cual representa zonas de gran importancia en la acumulación nival. Finalmente, para las muestras del periodo tardío del deshielo, es decir, aquellas recolectadas en marzo y abril, se consideró que, en el caso de existir nieve, esta proviene de las zonas de acumulación sobre los glaciares Bello y Yeso.

Las muestras tomadas en TP consideradas en los modelos son las cercanas a las 18:00 en las distintas campañas de terreno y que se les realizó análisis químico.

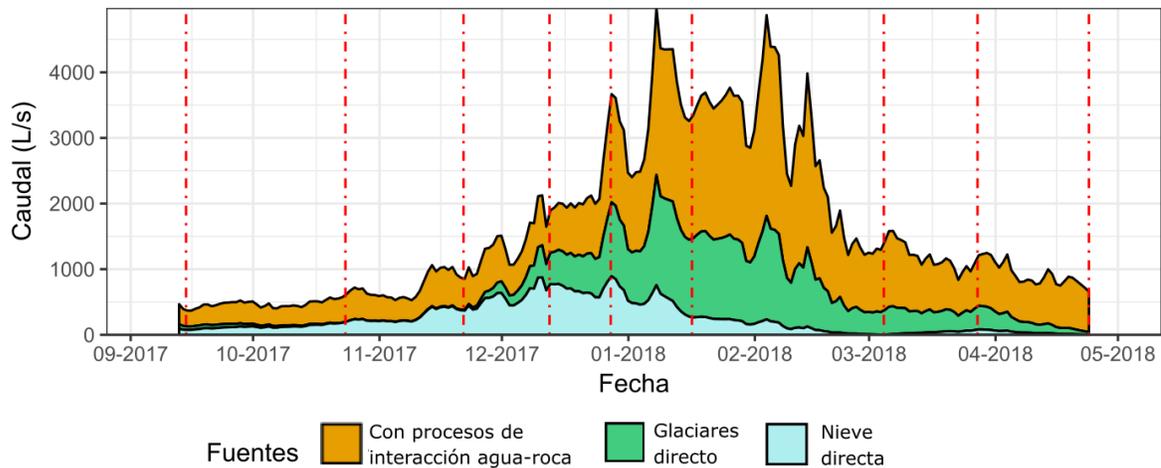
Para cada muestra, se calculó la incertidumbre en distintos intervalos de confianza utilizando el método de Genereux (1998). En el modelo, cada trazador fue ingresado según su valor medio, pero se consideró la desviación estándar para construir una distribución de probabilidad asociada a cada uno de ellos; para el caso de las aguas con interacción con las unidades geológicas y las de derretimiento de glaciares directo se utilizó la distribución T-Student, mientras que para la nieve, se construyó para cada rango una distribución normal con mínima probabilidad de ocurrencia en sus extremos y máxima en su valor central.

Los estadígrafos de cada uno de los miembros extremos utilizados en los modelos, así como de los rangos altitudinales de la nieve, se presentan en el anexo E.

La separación de hidrograma basada en  $\delta^{18}\text{O}$  con CE, son presentadas gráficamente en esta sección. El resto de las separaciones de hidrograma, con los resultados de los modelos de mezcla para las distintas muestras, con sus respectivas incertidumbres son presentados en el anexo F.

#### 4.3.1 Modelo de mezcla y separación de hidrograma basada en $\delta^{18}\text{O}$ y CE

En la Figura 4. 18 se presenta la separación del hidrograma realizada a partir de los datos de  $\delta^{18}\text{O}$  y de CE. Las líneas rojas verticales indican las fechas de recolección de las muestras consideradas en el análisis.



**Figura 4. 18 Separación de hidrograma para TP según modelo basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y CE.**

Se aprecia que, para el periodo entre septiembre y noviembre, donde los caudales se mantienen relativamente bajos y constantes, los valores de aportes de agua con procesos de interacción agua-roca también permanecen relativamente constantes. Su aporte relativo disminuye desde valores cercanos al 70% del caudal total hasta valores menores al 40% a principios de diciembre, en adelante vuelven a aumentar. Los mayores caudales asociados a esta fuente ocurren en enero y disminuyen junto con el caudal total hacia fines de la temporada.

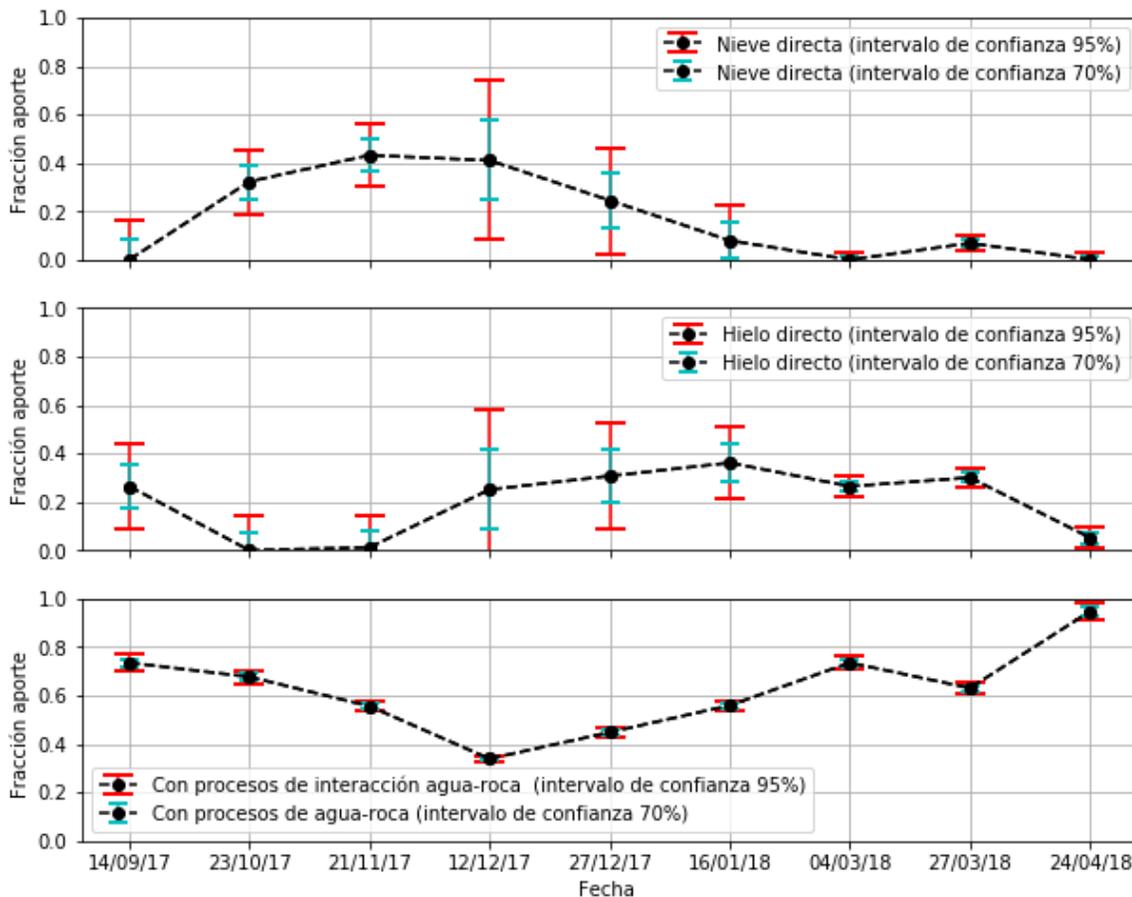
Los aportes directos de nieve en septiembre son nulos, existe un aumento de éstos (considerada para este periodo como nieve proveniente de baja altitud) durante el periodo de deshielo temprano, llegando a superar el 40% de aporte de la escorrentía total en noviembre. Los mayores caudales asociados a esta fuente ocurren a fines de diciembre, si bien, en porcentaje, los aportes de nieve directa son mayores en noviembre y principios de diciembre, la muestra de fines de este mes coincide con un peak de caudal importante, que duplica los de principios de mes y cuadruplica los de noviembre.

Los aportes directos del derretimiento de glaciares aparecen de forma considerable en diciembre, asociado al aumento de los caudales. Tanto los caudales como la fracción de aporte correspondiente a esta fuente alcanzan sus mayores valores en enero. Posteriormente, durante marzo, tienden a disminuir a la vez que los caudales totales disminuyen.

Llama la atención que, para la muestra de septiembre, los valores de nieve son nulos mientras que los glaciares aportan una fracción, a pesar de encontrarse la cuenca cubierta completamente por nieve. La muestra utilizada presenta un valor de CE de 988 [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ], lo cual es levemente menor al promedio de las aguas con alta interacción de suelos, el modelo considera dicha diferencia como el aporte de una fuente de baja conductividad (nieve y/o hielo). Por su parte, los valores isotópicos son cercanos a los de los miembros extremos de agua con alta interacción de suelo y a los de glaciares, alejándose de los de nieve de baja altitud, por lo que, se considera dicha fracción como aporte de glaciares. Es importante recordar que en la caracterización de la nieve se consideró como aportante a la escorrentía el manto de nieve más completo, correspondiente a las mediciones de octubre, el cual se encuentra más enriquecido en isótopos pesados que el manto nival de meses anteriores para una misma altitud. Si se considerara nieve más

empobrecida, los valores de aporte nival directo para este mes podrían ser superiores, reemplazando parte del aporte directo glaciares.

En la Figura 4. 19 se presentan los aportes relativos de cada fuente con sus respectivos errores e intervalos de confianza del 95% y 70%.



**Figura 4. 19 Incertidumbre del modelo de mezcla para las distintas fuentes de agua.**

La incertidumbre asociada a los aportes de agua con procesos de interacción agua-roca es pequeña, en torno al  $\pm 0.01$  para intervalo de confianza del 95%. Este aporte, en el modelo de mezcla, depende principalmente de los valores de CE que presenten las muestras, más que la isotopía, y, en general, este parámetro presenta una variación baja en cada uno de los miembros extremos.

La incertidumbre asociada al derretimiento de nieve y hielo son similares y dependen principalmente de la variabilidad isotópica, para las muestras de diciembre y enero presenta los mayores valores alcanzando variaciones de  $\pm 0.34$  para la nieve y  $\pm 0.33$  para los glaciares con un intervalo de confianza del 95%.

Según este modelo, los principales flujos durante el periodo de estudio corresponden a aguas con procesos de interacción agua-roca con un 56.5% del flujo total, es seguido por el aporte directo de glaciares con un 27.7%, y la fracción restante corresponde a aportes nivales.

Los porcentajes de aporte de cada fuente que entrega el modelo se muestran en la Tabla 4. 2.

**Tabla 4. 2 Aportes de cada fuente según modelo basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y EC.**

Fuente	Aporte Septiembre-Marzo (%)
Nieve directa	15.77
Glaciar directo	27.72
Con procesos de interacción agua-roca	56.5

#### 4.3.2 Resumen de resultados para distintos trazadores

El resumen de las separaciones de hidrograma realizadas mediante modelos de mezcla basados en miembros extremos, utilizando distintas especies químicas y CE en conjunto con  $\delta^{18}\text{O}$ , se presenta en la Tabla 4. 3.

**Tabla 4. 3 Resumen de aportes de las distintas fuentes según los modelos de mezcla utilizados.**

Modelo	Periodo	Fuente		
		Nieve directo	Glaciar directo	Agua con procesos de interacción agua-roca
$\delta^{18}\text{O}$ y CE	Aporte Septiembre-Abril (%)	14.77	26.45	58.77
	Aporte Noviembre-Abril (%)	13.1	28.96	57.92
$\delta^{18}\text{O}$ y Si	Aporte Noviembre-Abril (%)	7.48	24.36	68.15
$\delta^{18}\text{O}$ y Mg	Aporte Noviembre-Abril (%)	17.42	36.22	46.34
$\delta^{18}\text{O}$ y Ca	Aporte Noviembre-Abril (%)	12.6	30.1	57.28
$\delta^{18}\text{O}$ y Sulfato	Aporte Noviembre-Abril (%)	15.36	33.87	50.76
$\delta^{18}\text{O}$ y Bicarbonato	Aporte Noviembre-Abril (%)	8.6	29.22	62.16
$\delta^{18}\text{O}$ y K	Aporte Noviembre-Abril (%)	6.02	17.87	76.09

En general, el modelo que mayor porcentaje asigna a los aportes directos de glaciares es el de  $\delta^{18}\text{O}$  y Mg, el cual, a su vez, asigna los aportes más altos de nieve y los más bajos para agua con procesos de interacción agua-roca. Por su parte, el modelo que menor porcentaje de aporte entrega tanto para hielo como nieve directa y el mayor al agua con procesos de interacción agua-roca es el de  $\delta^{18}\text{O}$  y K.

## 5. Discusiones

### 5.1 Hidrogeoquímica e isótopos estables de agua

A partir de los análisis químicos de las muestras se establece que las concentraciones de elementos mayores y la CE permiten distinguir con claridad las aguas de derretimiento de nieve y hielo de aquellas que tienen han sufrido procesos de interacción agua-roca, particularmente las que provienen de depósitos morrénicos.

La geología de la cuenca es bastante homogénea entre los valles del glaciar Pirámide y el de los glaciares descubiertos, dominan las formaciones Río Colina y Lo Valdés en franjas paralelas a los valles, además, existen niveles importantes de yeso estratificado y plegado, así como también diapiros de este mineral distribuidos en la cuenca. La geoquímica de las aguas de escorrentía, varían en cuanto a CE y a la magnitud de las concentraciones de los elementos mayoritarios disueltos, pero es similar en cuanto a la proporción en que se encuentran estos elementos: todas corresponden a aguas sulfatadas cálcicas con porcentajes menores de Mg y bicarbonato, lo cual se explica por la disolución del yeso presente en niveles estratificados y en diapiros, así como de carbonatos presentes principalmente en la formación Lo Valdés.

Las aguas de los tributarios CB y CY, presentan CE y concentraciones iónicas bajas con respecto a los afluentes del valle del glaciar Pirámide, presentan patrones similares de variabilidad isotópica, lo cual sugiere que la isotopía de sus fuentes es similar; esto tiene sentido considerando que las condiciones topográficas y geomorfológicas de ambas también son similares. Puede existir influencia de los depósitos morrénicos correspondientes a estos glaciares. En particular, en el frente del glaciar Yeso se observó que existe una capa detrítica considerable sobre su superficie, además de escorrentía que podría asociarse a su morrena basal.

Las muestras recolectadas en PA y PB, en general, presentan alta CE con patrones similares de variabilidad temporal, y altas concentraciones de elementos mayoritarios. Además, también presentan magnitudes y patrones de variabilidad isotópica similares. En el sistema de la cuenca del glaciar pirámide, los depósitos morrénicos tienen gran influencia sobre los flujos. Es importante mencionar que durante los meses de deshielo se observó derretimiento y escorrentía en el frente del glaciar Pirámide la cual aporta al cauce de PA, sin embargo, cuando se acaba el deshielo el cauce sigue recibiendo aportes de agua desde la morrena (según observaciones realizadas en abril del 2018), al igual que PB durante todo el periodo de estudio.

En general, las concentraciones de elementos mayores medidas en la salida de la cuenca presentaron valores intermedios entre los aportes provenientes del valle del glaciar pirámide y de los provenientes de los valles de los glaciares Bello y Yeso, con la excepción de las concentraciones de sodio y cloruro. Estas especies, presentaron concentraciones significativamente superiores en TP con respecto a los tributarios. Estos valores se asocian al uso de sal común (NaCl) como trazador artificial en la realización de aforos puntuales. Si bien se tuvo la precaución de tomar muestras químicas antes o luego de un tiempo considerable (horas) de la realización de éstos, pudieron haber existido restos de sal en la ribera del río o material contaminado que entró en contacto con el río. Existe un tiempo de residencia, que puede ser importante, desde la inyección del trazador hasta que abandona la cuenca. Dada esta contaminación, el sodio y el cloruro no fueron considerados en los modelos de mezcla.

El manto nival presenta las variaciones isotópicas más importantes, éstas son explicadas por variaciones temporales y espaciales, dadas por la temperatura a la cual ocurre la precipitación que va formándolo, así como por procesos de fraccionamiento isotópico. Durante la fusión temprana del manto de nieve, existe un proceso de homogeneización de éste con respecto a sus niveles asociados a distintas tormentas, el cual está dominado por la infiltración de agua de derretimiento en el perfil de nieve (Unnikrishna et al., 2002).

Para el hielo de glaciares no se encontraron diferencias importantes en cuanto a la isotopía de los distintos glaciares, sin embargo, las variaciones en las muestras tomadas en cada uno de ellos son significativas y se explican por las distintas condiciones climáticas involucrados en la génesis de éstos.

En el glaciar D-073 no se registró escorrentía superficial durante las campañas de terreno, por lo que no fue caracterizado y no se consideró dentro de los modelos, sin embargo, este podría presentar contribuciones hidrológicas subterráneas dependiendo de la profundidad máxima del hielo y del gradiente geotérmico.

## **5.2 Separación del hidrograma**

Los modelos que fueron evaluados buscan cuantificar la influencia que tienen distintas fuentes sobre la escorrentía registrada en la salida de la cuenca estudiada. Éstos son aproximaciones de la realidad que tienen varias asunciones y simplificaciones que deben tenerse en consideración.

Los resultados obtenidos en la separación de hidrograma dependen de los modelos implementados, de las muestras de las que se dispone y de la definición/caracterización de las fuentes. Los aportes directos de nieve varían entre 6% y 17.4%, los de glaciares sin interacción con la geología de la cuenca varían entre 17.8% y 36.2%, por último, los aportes de agua con procesos de interacción agua-roca varían entre 46.3% y 76%. Estas tres fuentes de agua fueron consideradas como los principales aportantes a la escorrentía del cauce principal. Si bien, también existen otros aportes, como el agua proveniente de eventos de precipitación líquida sobre la cuenca, que pueden ocurrir en la época estival, no se obtuvieron muestras asociadas a dichos eventos y, por lo tanto, no fueron caracterizadas. Por lo demás, se espera que estos eventos tengan respuestas acotadas en los caudales de la cuenca, sin considerar la infiltración asociada.

Las especies químicas disueltas no son conservativas, por lo que, ni éstas ni la CE, pueden considerarse trazadores ideales. Como se expuso en la sección 4.2.1.2.2, según los índices de saturación, en general, las aguas se encuentran cercanas al equilibrio algunos de los minerales que abundan en la cuenca, con una leve tendencia a disolverlos, lo cual influye en los resultados entregados por los modelos, y, en parte, explica las diferencias entre ellos.

Para los aportes de agua con procesos de interacción con agua-roca, los cuales son los más grandes para todos los modelos, se tienen consideraciones importantes. La caracterización de esta fuente se realizó en base a las muestras tomadas en aguas provenientes directamente de depósitos morrénicos. La signatura isotópica de éstas depende de los distintos tipos de agua que han ingresado a estos acuíferos (derretimiento de nieve, derretimiento de glaciares y precipitación líquida de distintas temporadas) y del nivel de mezcla que presenten. Por su parte, la geoquímica de las aguas depende del nivel de interacción con los minerales presentes en los depósitos, aguas con mayores tiempos de residencia tenderán a estar más cercanas al equilibrio

químico entre el agua y las rocas, y, aguas con menores tiempos de residencia, como las infiltradas durante la temporada estudiada, tendrán menor interacción si salen del sistema prontamente. Destaca, además, que las aguas con bajas concentraciones de iones disueltos (o con baja CE), como son las derivadas de la fusión de nieve y hielo de glaciares, tendrán una alta reactividad y tenderán a disolver minerales en su recorrido para incorporarse al río. En este sentido, los caudales asociados a aguas con procesos de interacción con las unidades geológicas comprenden en gran parte los aportes de la cuenca del glaciar pirámide, los aportes de la morrena del valle de los glaciares Bello y Yeso (MBY), la fracción de agua de derretimiento que ha interactuado con la geología antes de incorporarse al río y también de otros aportes laterales menores provenientes de depósitos no consolidados.

Los aportes directos de derretimiento de nieve y de glaciares fueron caracterizados a partir de muestras del manto nival y de hielo sub-superficial de los glaciares, sin embargo, éstas no representan a cabalidad la señal isotópica de los aportes efectivos a la escorrentía, dado que la fusión es un proceso de fraccionamiento isotópico en donde la fase fundida se empobrece en isótopos pesados, mientras que, a su vez, la fase sólida residual se enriquece en éstos. Entonces, dada la metodología empleada, las muestras representan un derretimiento instantáneo, y no gradual, del manto nival y el hielo de glaciares.

Para el manto nival, se consideró como aportante aquel correspondiente al mes de octubre por ser el más completo medido en el estudio, sin embargo, no se consideran eventos de precipitación posteriores que pudieran variar sus relaciones isotópicas. Además, dada la dependencia de la señal de esta fuente con respecto a la altitud y que no se puede determinar con claridad su proveniencia, la señal considerada en el modelo fue de diferentes rangos altitudinales considerando una distribución de probabilidad normal para cada uno de estos, si bien, la incertidumbre calculada refleja la posible variabilidad dentro de este rango, no se puede calcular aquella asociada a la determinación del rango en sí.

Dadas las altas concentraciones de iones presentes en PA, se entiende que su porcentaje de aporte de agua de derretimiento del glaciar sin interacción con las unidades geológicas es muy bajo, y, en consecuencia, la fracción total de aporte de esta fuente a la escorrentía en TP corresponde en su gran mayoría a los aportes de los glaciares Bello y Yeso.

En los modelos, se evaluaron las muestras de TP tomadas en torno a las 18:00 horas, la cual se consideró en el diseño del experimento como representativa de los caudales medios diarios. En general, el rango de horas considerado abarca una fracción del tiempo base del hidrograma diario. Como se vio en la sección 4.2.3.2.1, a escala horaria existen variaciones en la señal isotópica de la escorrentía en TP, es importante comprender que las contribuciones de las distintas fuentes a este punto aportan de forma variable durante el día dependiendo de factores como, por ejemplo, la temperatura, la radiación incidente o la exposición de un determinado glaciar. Además, el tiempo que demoran las contribuciones de las fuentes en llegar al punto de salida de la cuenca, depende principalmente de la distancia entre éstos.

Para las muestras de escorrentía se asumió que existe una mezcla completa y homogénea, sin variaciones horizontales ni verticales en la sección del cauce al momento de medir. Además, los cambios en la isotopía debidos al fraccionamiento causado por la evaporación fueron desestimados asumiendo que, dada la extensión de la cuenca, éstos son menores.

La incertidumbre fue calculada usando distribuciones de probabilidad en cada fuente como se señala en la sección 2.2.1, en general, presenta magnitudes significativas. Los factores de error más destacables son la baja disponibilidad de muestras en algunos casos y los amplios rangos de variabilidad considerados para la proveniencia de la nieve. Destacan las diferencias encontradas en la incertidumbre de los aportes de agua con procesos de interacción agua-roca entre el modelo de  $\delta^{18}\text{O}$  con CE y los demás, en el primero las incertidumbres son muy bajas pues los aportes dependen mayormente del valor de CE y la caracterización de esta variable tiene mayor cantidad de muestras, lo cual reduce los errores estándar asociados a cada fuente. En el periodo de máximo deshielo, las componentes de nieve directa y glaciares directos, presentan gran incertidumbre, tanto que sus contribuciones podrían sustituirse; esto se debe a que el promedio isotópico del hielo de glaciares es muy cercano al de nieve en el rango de altitud considerado para dicho periodo, haciendo prácticamente indiferenciables estas variables.

## 6. Conclusiones

Este trabajo presenta los resultados de un estudio realizado en una cuenca de alta montaña en los andes centrales de Chile, en el periodo de deshielo asociado a un año particularmente seco. El conocimiento de las dinámicas que ocurren en cuencas con presencia de glaciares es de suma importancia para tomar medidas y anticiparse a los cambios que podrían existir en cuanto a la disponibilidad de recursos hídricos en el contexto del cambio climático, considerando los eventos de megasequía que han afectado a esta zona, los que se espera sean recurrentes en el futuro (CR2, 2015).

La química de las aguas de escorrentía presentes en la cuenca del río Yeso son sulfatadas cálcicas, lo cual responde a la geología local. Sus variaciones radican en el recorrido de éstas, los tiempos de interacción con las rocas y en la magnitud de las contribuciones que reciben del derretimiento de glaciares y nieve. Las concentraciones de sodio y cloruro se vieron afectadas por la utilización de sal común como trazador en la realización de aforos puntuales.

Las señales isotópicas del manto nival varían espacialmente, dominadas por la altitud, y también temporalmente, dominadas por procesos de fraccionamiento y de acumulación durante distintos eventos de precipitación.

Los esteros provenientes del valle del glaciar Pirámide (PA y PB), presentaron patrones de variabilidad química e isotópica semejantes, evidenciando la similitud de sus fuentes durante todo el periodo.

Las diferencias que se presentan entre los modelos de mezcla implementados vienen dadas principalmente por la dinámica de las especies químicas consideradas y su interacción con las unidades geológicas durante el recorrido de las aguas.

Según los modelos, las contribuciones de agua con alta interacción con las unidades geológicas, que agrupan en gran parte los aportes de la cuenca del glaciar Pirámide y los aportes de agua subterránea provenientes del valle de los glaciares Bello y Yeso, son los de mayor importancia durante todo el periodo de estudio. Una de las debilidades de este trabajo radica en no haber podido diferenciar los aportes de hielo y nieve asociados a la cuenca del glaciar Pirámide. Para una mejor comprensión de esta componente, se sugiere estudiar los tiempos de residencia de las aguas provenientes de las morrenas, así como la dinámica de los flujos en ellas.

Se estimó que los glaciares descubiertos, los cuales cubren aproximadamente el 10% de la cuenca, contribuyen, dependiendo de los trazadores considerados en el modelo de mezcla, entre un 17.8% y 36.2% de la escorrentía total de la cuenca, siendo la segunda fuente más importante y superando los aportes asociados a nieve sin interacción con las unidades geológicas. Se destaca que, para cierto rango de altitud, los valores isotópicos de la nieve son muy similares al promedio de los glaciares lo que imposibilita su diferenciación como fuentes, esto queda evidenciado por la alta incertidumbre para estas fuentes en los resultados de los modelos de mezcla, especialmente en los meses donde se registran mayores caudales.

Los aportes directos del glaciar rocoso D-073 a la escorrentía superficial durante el periodo de estudio, son nulos o poco significativos.

Entre las limitantes de este estudio, destaca la representatividad de las muestras del manto nival y de hielo de glaciares de los aportes reales de estas fuentes a la escorrentía. Se sugiere, para estudios de estas características, realizar muestreos de agua de derretimiento de nieve distribuidos espacial y temporalmente. Para los glaciares descubiertos, se sugiere muestrear la escorrentía superficial de éstos, en un punto cercano a sus frentes y en un momento en el cuál la cobertura nival sea mínima, de este modo, las muestras serán más representativas del derretimiento sobre la totalidad de la superficie del glaciar que las muestras de hielo.

Este estudio aporta una importante cantidad de datos nuevos respecto a las señales isotópicas y químicas de las fuentes de agua y la escorrentía presente en una cuenca de alta montaña de la zona central del país, los cuales pueden ser relevantes en futuros estudios relativos a las dinámicas y la disponibilidad de recursos hídricos.

## 7. Bibliografía

Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, pp. 425-429.

Arenson, L. U. and Jakob, M. (2010) 'The significance of rock glaciers in the dry Andes - A discussion of Azócar and Brenning (2010) and Brenning and Azócar (2010)', *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(3), pp. 282–285. doi: 10.1002/ppp693.

Brenning, A. and Azócar, G. F. (2010) 'Statistical analysis of topographic and climatic controls and multispectral signatures of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°-33°s)', *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), pp. 54–66. doi: 10.1002/ppp670.

Bustamante, M. 2010. Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área termas del Plomo, Región Metropolitana de Santiago. Informe inédito. Subdirección nacional de Geología.

Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC press.

Cohen, E., Mills, I., Pavese, F., Strauss, H., Mills, I., Homann, K., Kuchitsu, K., Marquardt, R..(1994) International Union of Pure and Applied Chemistry-Physical Chemistry Division: Quantities, units and symbols in physical chemistry, 2nd ed., Prepared for publication by: I. Mills, T. Cvitaš, K. Homann, N. Kallay, K. Kuchitsu, Blackwell Scientific Publicat, *Berichte der Bunsengesellschaft für physikalische Chemie*. doi: 10.1002/bbpc.19940980427.

Comisión Chilena de Energía Nuclear [en línea] Viena, Austria: International Atomic Energy Agency <<https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>> [consulta 15 noviembre 2018]

Comitato-Ev-K2-CNR (2012) 'Plan de Acción para la Conservación de Glaciares ante el Cambio Climático'.

CR2. (2015). *La megasequía 2010-2015: Una lección para el futuro*. Santiago (CR)2: Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia.

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), pp. 1702-1703.

Cruz, C. and Calderón, J. (2008) 'Dirección Meteorológica de Chile. Subdepartamento de Climatología y Meteorología Aplicada. Guía Climática Práctica'. Available at: <http://164.77.222.61/climatologia/>.

Dansgaard, W. (1953). The abundance of O 18 in atmospheric water and water vapour. *Tellus A*, 5(4).

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus A*, 16(4).

DGA (2009) 'Estrategia Nacional de Glaciares', Informe para Dirección General de Aguas -MOP, pp. 290.

DGA (2012) 'Modelación del balance de masa y descarga de agua en glaciares de Chile central', pp. 81. doi: S.I.T. 307.

Elliot, T. (2014) 'Environmental tracers', *Water (Switzerland)*, 6(11), pp. 3264–3269. doi: 10.3390/w6113264.

Escobar, F. and Aceituno, P. (1998) 'Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central durante el invierno', *Bulletin de l'Institute Français d'Études Andines*, pp. 753–759.

Falvey, M. and Garreaud, R. D. (2009) 'Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006)', *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(4), pp. 1–16. doi: 10.1029/2008JD010519.

Ferrando, F. (2013) 'Glaciar Pirámide: Características y evolución reciente de un glaciar cubieto', *Investig. Geogr. Chile*, 74, pp. 1–18. Available at: [papers2://publication/uuid/5F536F08-4ABD-4DC9-9779-A73841474BAF](https://papers2://publication/uuid/5F536F08-4ABD-4DC9-9779-A73841474BAF).

Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Memoria de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago. 179 p.

Genereux, D. (1998) 'Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations', *Water Resources Research*, 34(4), pp. 915–919. doi: 10.1029/98WR00010.

González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerales*, Santiago, Vol. 17, Nº 81, pp. 20-61.

Gustafson H. and Behrman S. (1939) Determination of total dissolved solids in water by electrical conductivity. *Ind. Eng. Chem. Anal. Ed.* 11, 355.

Kendall, C. and McDonnell, J. J. (1998) *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. doi: 10.1016/B978-0-444-81546-0.50024-0.

Klaus, J. and McDonnell, J. J. (2013) 'Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation', *Journal of Hydrology. Elsevier B.V.*, 505, pp. 47–64. doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.09.006.

Klohn, C. (1960). *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó*. Santiago: Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N° 8, 95p.

Lystrom D. G., Rinella R. A. and Knox W. D. (1978) Definition of regional relationships between dissolved solids and specific conductance, Susquehanna River and New York. *U.S. Geol. Surv. J. Res.* 6, pp. 541–545.

Ohlanders, N., Rodriguez, M. and McPhee, J. (2013) 'Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt', *Hydrology and Earth System Sciences*. doi: 10.5194/hess-17-1035-2013.

Peel, M. C., Finlayson, B. L. and McMahon, T. A. (2007) 'Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification', *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5), pp. 1633–1644. doi: 10.5194/hess-11-1633-2007.

Penna, D., Engel, M., Mao, L., Dell'agnese, A., Bertoldi, G., Comiti, F.. (2014) 'Tracer-based analysis of spatial and temporal variations of water sources in a glacierized catchment', *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12), pp. 5271–5288. doi: 10.5194/hess-18-5271-2014.

Robinson and R. H. Stokes (1965) *Electrolyte Solutions: The Measurement and Interpretation of Conductance, Chemical Potential and Diffusion in Solutions of Simple Electrolytes*.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1992). Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 258(5084), 981-985.

Ruddiman, W. F. (2008). *Earth's Climate: Past and Future*, 2nd edition, New York: W. H. Freeman.

Rutllant, J. A. and Fuenzalida, H. A. (1991) 'Synoptic Aspect of the central Chile rainfall variability associated with the southern oscillation', *International Journal of Climatology*, 11, pp. 63–76. doi: 551.513.7:551.557.36(83).

Spangenberg, J., Dold, B., Vogt, M., Pfeifer, H. (2007) 'Stable hydrogen and oxygen isotope composition of waters from mine tailings in different climatic environments', *Environmental Science and Technology*, 41(6), pp. 1870–1876. doi: 10.1021/es061654w.

Sueker, J., Ryan, J., Kendall, C., Jarrett, R. (2000) 'Determination of hydrologic pathways during snowmelt for alpine / subalpine basins , Rocky Mountain National Park, Colorado', *Water Resources Research*, 36(1), pp. 63–75. doi: 10.1029/1999WR900296.

Thiele, R. (1980). Hoja Santiago, Región Metropolitana. En S. N. Minería, *Carta Geológica de Chile* N° 29 (pág. 21).

Umerez, J., Wainstein, P. and Arenson, L. U. (2015) 'Los Glaciares de Escombros (o Rocosos ) no son un Caso Especial de Glaciares', XIV Congreso Geológico Chileno 'Geología para el Siglo XXI', pp. 701–704.

Unnikrishna, P. V., McDonnell, J. J. and Kendall, C. (2002) 'Isotope variations in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater', *Journal of Hydrology*, 260(1–4), pp. 38–57. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00596-0.

Yañez, G.; Cembrano, J.; Pardo, M.; Ranero, C.; Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33- 34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, pp. 23-28.

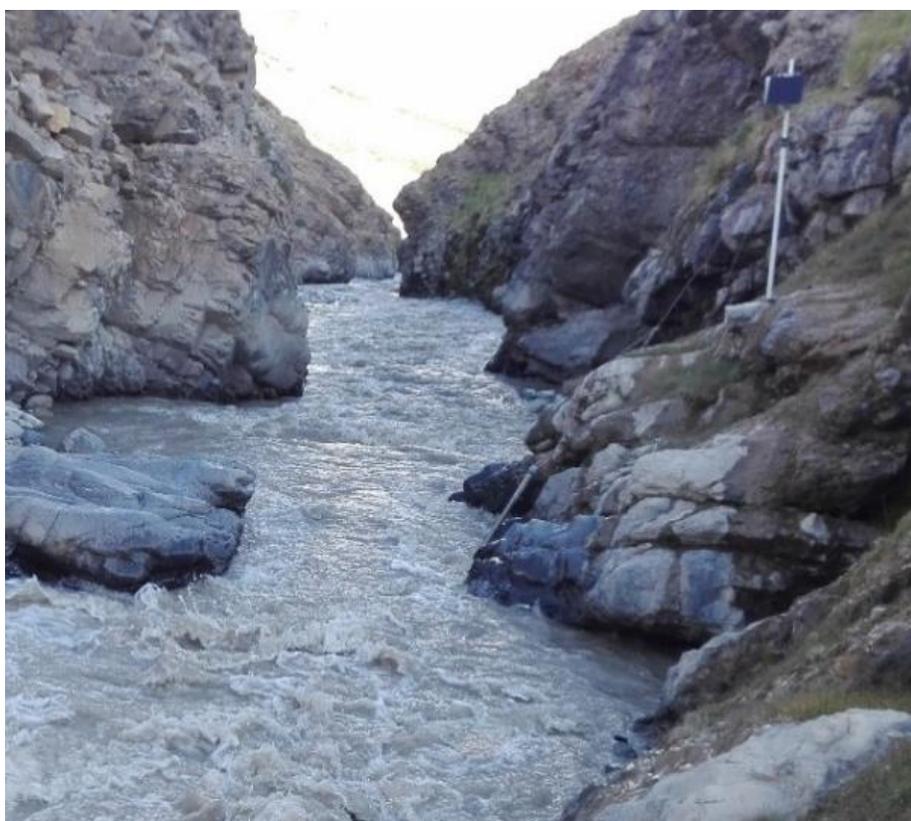
## 8. Anexos

### Anexo A. Estación fluviométrica

La ubicación de la estación fluviométrica cuyos registros son utilizados en este trabajo se presenta en la Tabla 8.1 y en la Figura 8. 1 se presenta una fotografía de ésta.

*Tabla 8. 1 Ubicación de la estación fluviométrica en TP.*

Nombre estación fluviométrica	Coordenadas UTM 19S		Elevación	Descripción
	Y	X	[m s.n.m.]	
Fluviométrica en TP	6.280.325	415.872	3.015	Río Yeso a salida de la cuenca de estudio



*Figura 8. 1 Fotografía de la estación fluviométrica en TP con vista al sur.*

Las especificaciones técnicas de los sensores que conforman la estación fluviométrica se presentan en la Tabla 8.2.

**Tabla 8. 2 Especificaciones de los sensores de la estación fluviométrica en TP.**

Sensor	Modelo	Dato registrado	Unidades	Precisión	Tiempo de registro
Presión de agua y aire*	U20L	Presión agua/aire	kPa	0.1-0.2%	60 min
		Temperatura agua/aire	°C	0.44°C	15 min
Altura de Agua <sup>+</sup>	CTD-5	Altura de agua	cm	0.05%	10 min
		Temperatura agua	°C	1°C	
		Conductividad eléctrica	uS/cm	1 μS/cm	

Para obtener el caudal a partir de los datos de presión se requiere construir la curva de descarga, que básicamente consiste en la relación entre el caudal y la altura de la columna de agua para un determinado cauce. La curva de descarga se construye realizando aforos puntuales en un mismo cauce para distintos volúmenes de agua; estos aforos se realizan mediante la inyección de una cantidad conocida de un trazador (NaCl), la cuál es medida aguas abajo mediante un sensor de conductividad eléctrica (SOMMER Tracer System TQ-S) previamente calibrado. La medición continua construye una curva de concentración, a partir de la cuál calcula el caudal. Dadas las variaciones que puede presentar la morfología del cauce durante el periodo de estudio, es necesario obtener la curva de descarga en periodos más acotados, por lo que se realiza en todas las campañas de terreno (aproximadamente cada mes).



**Figura 8. 2 Fotografías de la realización de una medición de aforo. A la izquierda se presenta la inyección del trazador en solución en el río y a la izquierda la medición con el sensor correspondiente.**

## **Anexo B. Recolección de muestras y análisis de laboratorio**

Las metodologías de recolección de muestras varían según el estado del agua a la cual corresponden éstas, es decir, si son de nieve, de hielo de glaciares o de agua de escorrentía.

Las muestras de hielo se obtuvieron escarbando la capa superficial (>15 cm) y sacando un trozo subsuperficial de hielo del glaciar con un martillo de geólogo o piolet, ya sea sobre éste, en su frente o en alguna cara expuesta (para el caso del glaciar cubierto).

Las muestras de perfil de nieve se obtuvieron mediante un tubo muestreador Monte Rosa que permite obtener un cilindro de nieve representativo del perfil, o bien con una pala recolectando una mezcla del manto nival. Para obtener muestras de nieve asociada a una tormenta, primero se debe identificar la capa correspondiente (visualmente o por su compactación) y luego se muestrea usando una pala.

Tanto las muestras de nieve como de hielo se envasaron en bolsas de polietileno de baja densidad y fueron conservadas en cajas térmicas, intentando mantener la temperatura bajo los 0°C con “ice packs”, para su posterior traslado al Laboratorio de Calidad de Aguas del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile. Fotografías de la recolección de muestras se presentan en la Figura 8. 3.



**Figura 8. 3 Fotografías de recolección de muestras. A) Recolección de muestra de hielo en el glaciar Pirámide. B) Recolección de muestra de nieve de tormenta.**

Las muestras de agua de escorrentía se recolectaron en botellas de polietileno de alta densidad previamente ambientadas, posteriormente se conservaron en cajas térmicas para su traslado al Laboratorio de Calidad de Aguas de la Universidad de Chile. Cabe mencionar que para todas las muestras se registró la hora y fecha de su obtención, y los envases contenedores fueron etiquetados previamente. De manera complementaria, se midió la conductividad eléctrica de éstas mediante el equipo SOMMER Tracer System TQ-S (Figura 8. 4) utilizado para la realización de aforos químicos y que tiene un límite de detección de 0.01  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .



**Figura 8. 4 Equipo SOMMER Tracer System TQ-S.**

Las muestras fueron pasadas por filtro de 0.45µm para separar los sólidos suspendidos de los disueltos. Se utilizaron dos mecanismos para esto, el primero consiste en una bomba de vacío donde se ocupan membranas “milipore” de nitrocelulosa. Por su parte, es segundo consiste en el uso de jeringas y filtros desechables.

Para el análisis de cationes se agregó ácido nítrico 4N (en razón de 10 ml de ácido por cada litro de muestra) para disminuir el pH, y así, evitar que las especies permanezcan diluidas y no precipiten.

Las muestras fueron conservadas en condiciones de oscuridad y a 5°C en refrigeradores en el Laboratorio de Calidad de Aguas de la Universidad de Chile (previo al envío a los respectivos laboratorios de análisis). En éste, también se midió la conductividad eléctrica con el equipo Corning M90 que tiene un límite de detección de 0.01 µS/cm.

Los métodos analíticos utilizados por los laboratorios para el análisis de los distintos trazadores se presentan en la Tabla 8.3.

**Tabla 8. 3 Método y laboratorio involucrado en el análisis de los distintos parámetros considerados. \*La precisión analítica para el  $\delta^{18}\text{O}$  es de  $\pm 0.1\%$  y para el  $\delta\text{D}$  es del orden de  $\pm 0.8\%$ .**

Parámetros Medidos	Método analítico	Laboratorio
$\text{SO}_4^{2-}$ , $\text{Cl}^-$	Cromatografía iónica	Bureau Veritas
$\text{HCO}_3^-$	Titulación	Bureau Veritas
$\text{Na}^+$ , $\text{K}^+$ , $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{Mg}^{2+}$	Espectrometría de emisión óptica	Bureau Veritas
$\delta\text{D}$ y $\delta^{18}\text{O}$ *	Espectroscopía láser (equipo CRDS)	Universidad Andrés Bello

Los límites de detección para las especies iónicas se presentan en la Tabla 8.4.

**Tabla 8. 4 Límites de detección para las especies químicas disueltas medidas.**

	Ca [mg/L]	K [mg/L]	Mg [mg/L]	Na [mg/L]	Si [mg/L]	Bicarbonato [mg/L]	Cloruro [mg/L]	Sulfato [mg/L]
Límite de detección	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	1	1	1

## Anexo C. Resultados del análisis de las muestras de agua

Tabla 8. 5 Resultados del análisis de las muestras.

Código	Tipo	Ubicación	Y (UTM19S)	X (UTM19S)	Fecha	$\delta D$ [‰]	$\delta 18O$ [‰]	CE [ $\mu S/cm$ ]
CPAN7	NIEVE (P)	PA	6281106	416320	01-06-2017	-150.06	-20.32	18.1
VNNT7A	NIEVE (T)	VN	6308900	383840	01-06-2017	-128.96	-18.16	50.4
CYN7	NIEVE (P)	CY	6287563	413445	11-07-2017	-173.58	-23.09	25
GBN7	NIEVE (P)	GB	6289111	412756	11-07-2017	-151.03	-20.87	12.1
GPN7	NIEVE (P)	GP	6282885	417508	11-07-2017	-140.99	-19.35	5.3
GP2N7	NIEVE (P)	GP**	6281502	416858	11-07-2017	-129.26	-19.35	16.2
TP_A7	AGUA	TP	6280322	415880	11-07-2017 17:00	-139.90	-19.06	1010
TP_A7B	AGUA	TP	6280322	415880	11-07-2017 17:00	-138.97	-19.10	1010
VNNT7	NIEVE (T)	VN	6308900	383840	16-07-2017	-128.60	-17.92	2.12
VNN7	NIEVE (P)	VN	6308900	383840	17-07-2017	-106.57	-15.32	10.37
VNN8	NIEVE (P)	VN	6308900	383840	17-08-2017	-106.94	-15.12	7.36
VNNT8	NIEVE (T)	VN	6308900	383840	17-08-2017	-110.01	-15.68	12.16
VNN8A	NIEVE (P)	VN	6308900	383840	30-08-2017	-92.22	-13.40	5.31
VNNT8A	NIEVE (T)	VN	6308900	383840	30-08-2017	-102.96	-15.18	3.99
PB_A9	AGUA	PB	6280514	416050	14-09-2017 16:30	-138.22	-19.08	1202
TP_A9	AGUA	TP	6280322	415880	14-09-2017 17:00	-138.18	-18.77	988
PA_A9D	AGUA	PA	6281106	416320	14-09-2017 17:30	-137.71	-18.93	1230
PA_A9	AGUA	PA	6281106	416320	14-09-2017 17:30	-137.67	-18.91	1230
VNN9	NIEVE (P)	VN	6308900	383840	25-09-2017	-99.36	-14.42	13
PA_A10	AGUA	PA	6281106	416320	23-10-2017 16:30	-134.24	-18.13	1131
PA1_A10	AGUA	PA	6281106	416320	23-10-2017 16:30	-133.52	-18.08	1131
PB_A10	AGUA	PB	6280514	416050	23-10-2017 16:50	-135.59	-18.33	1182
TP_A10	AGUA	TP	6280322	415880	23-10-2017 18:15	-134.80	-17.97	824
TP_A10B	AGUA	TP	6280322	415880	24-10-2017 9:00	-136.01	-18.56	1103
PB_A10B	AGUA	PB	6280514	416050	24-10-2017 11:00	-135.74	-18.39	1173

**Tabla 8. 6 Continuación Tabla 8.5.**

Código	Tipo	Ubicación	Y (UTM19S)	X (UTM19S)	Fecha	$\delta D$ [‰]	$\delta 18O$ [‰]	CE [ $\mu S/cm$ ]
TP_A10C	AGUA	TP	6280322	415880	24-10-2017 11:50	-135.52	-18.26	955
TP_A10D	AGUA	TP	6280322	415880	24-10-2017 15:00	-134.18	-17.98	899
TP_A10F	AGUA	TP	6280322	415880	24-10-2017 17:30	-133.67	-17.86	744
TP_A10G	AGUA	TP	6280322	415880	24-10-2017 20:00	-134.95	-17.82	716
GP1N10b	NIEVE (P)	GP*	6281162	416406	25-10-2017	-116.07	-15.55	15
GP1N10	NIEVE (P)	GP*	6281162	416406	25-10-2017	-115.78	-15.80	15.1
GBN10A	NIEVE (P)	GB	6289111	412756	25-10-2017	-156.62	-21.09	22.8
GBN10	NIEVE (P)	GB	6289111	412756	25-10-2017	-157.33	-21.43	23
GPN10	NIEVE (P)	GP	6282885	417508	25-10-2017	-133.40	-18.10	36.3
GYNT10	NIEVE (T)	GY	6289712	414569	25-10-2017	-133.56	-18.23	22.8
TP_A11	AGUA	TP	6280322	415880	21-11-2017 17:00	-133.34	-17.70	639
TP_A11B	AGUA	TP	6280322	415880	21-11-2017 20:00	-133.42	-17.72	662
TP_A11C	AGUA	TP	6280322	415880	22-11-2017 10:00	-135.44	-18.20	997
GY_A11	AGUA	GY	6288062*	413851	22-11-2017 16:20	-138.56	-19.16	504
PA_A11	AGUA	PA	6281106	416320	22-11-2017 17:00	-136.00	-18.61	1160
PB_A11	AGUA	PB	6280514	416050	22-11-2017 17:20	-137.81	-18.63	1180
PA_A12	AGUA	PA	6281106	416320	12-12-2017 16:30	-134.13	-18.15	915
PB_A12	AGUA	PB	6280514	416050	12-12-2017 16:40	-134.81	-18.32	1060
TP_A12	AGUA	TP	6280322	415880	12-12-2017 16:49	-137.15	-18.63	482
PB_A12B	AGUA	PB	6280514	416050	12-12-2017 17:00	-133.98	-18.28	1133
TP_A12B	AGUA	TP	6280322	415880	12-12-2017 19:00	-137.59	-18.61	397
TP_A12C	AGUA	TP	6280322	415880	13-12-2017 9:52	-137.69	-18.68	675
TP_A12D	AGUA	TP	6280322	415880	13-12-2017 13:26	-137.95	-18.68	506
GP_H12	HIELO	GP	6281262*	416778	13-12-2017 14:00	-131.66	-17.81	18.52
GP_A12	AGUA	GP	6281262*	416778	13-12-2017 14:00	-138.35	-19.07	437

**Tabla 8. 7 Continuación Tabla 8.5.**

Código	Tipo	Ubicación	Y (UTM19S)	X (UTM19S)	Fecha	$\delta D$ [‰]	$\delta 18O$ [‰]	CE [ $\mu S/cm$ ]
CB_A12B	AGUA	CB	6287997	413408	14-12-2017 7:00	-139.92	-19.03	443
CB_A12	AGUA	CB	6287997	413408	14-12-2017 9:00	-140.01	-18.89	324
CY_A12	AGUA	CY	6287563	413445	14-12-2017 9:15	-139.36	-19.00	210
GY-H12	HIELO	GY	6289712	414569	14-12-2017	-133.35	-18.19	25
GY_A12	AGUA	GY	6288062*	413851	14-12-2017 18:00	-138.50	-18.91	496
GY_A12B	AGUA	GY	6288062*	413851	14-12-2017 18:20	-138.65	-18.92	337
CB_A12°	AGUA	CB	6287997	413408	27-12-2017 9:00	-138.54	-18.79	312
CY_A12°	AGUA	CY	6287563	413445	27-12-2017 9:00	-138.91	-18.90	865
CY_A12°b	AGUA	CY	6287563	413445	27-12-2017 9:30	-140.61	-19.21	190
CB_A12°B	AGUA	CB	6287997	413408	27-12-2017 9:30	-138.36	-18.79	305
CB_A12°C	AGUA	CB	6287997	413408	27-12-2017 11:50	-137.31	-18.65	633
TP_A12°	AGUA	TP	6280322	415880	27-12-2017 19:00	-136.28	-18.49	520
TP_A13	AGUA	TP	6280322	415880	16-01-2018 17:00	-134.85	-18.37	645
PA_A13	AGUA	PA	6281106	416320	16-01-2018 17:10	-133.71	-18.24	925
PB_A13	AGUA	PB	6280514	416050	16-01-2018 17:20	-136.95	-18.77	1074
TP_A13B	AGUA	TP	6280322	415880	17-01-2018 10:00	-136.30	-18.40	622
TP_A13C	AGUA	TP	6280322	415880	17-01-2018 19:00	-133.92	-18.18	512
TP_A13D	AGUA	TP	6280322	415880	18-01-2018 10:00	-132.09	-17.46	890
CB_A14	AGUA	CB	6287997	413408	02-03-2018 14:10	-132.46	-17.96	285
CY_A14	AGUA	CY	6287563	413445	04-03-2018 12:10	-131.74	-18.08	258
TP_A14	AGUA	TP	6280322	415880	04-03-2018 17:50	-134.02	-18.23	875
TP_A15	AGUA	TP	6280322	415880	27-03-2018 16:50	-138.13	-18.71	725
PA_A15	AGUA	PA	6281106	416320	27-03-2018 17:50	-136.40	-18.56	1054
PB_A15B	AGUA	PB	6280514	416050	27-03-2018 18:15	-137.47	-18.65	1147
TP_A15B	AGUA	TP	6280322	415880	27-03-2018 19:00	-137.64	-18.67	659

**Tabla 8. 8 Continuación Tabla 8.5.**

Código	Tipo	Ubicación	Y (UTM19S)	X (UTM19S)	Fecha	$\delta D$ [‰]	$\delta 18O$ [‰]	CE [ $\mu S/cm$ ]
TP_A15C	AGUA	TP	6280322	415880	28-03-2018 10:00	-137.70	-18.78	1090
MBY_A15	AGUA	MBY	6280514	416050	28-03-2018 12:00	-140.51	-18.98	1042
TP_A15D	AGUA	TP	6280322	415880	28-03-2018 12:00	-137.15	-18.66	1044
PB_A15	AGUA	PB	6280514	416050	28-03-2018 14:10	-137.53	-18.69	1187
TP_A15E	AGUA	TP	6280322	415880	28-03-2018 18:00	-137.03	-18.65	1057
GB_H15B	HIELO	GB	6288090*	412876	29-03-2018 10:00	-132.31	-18.07	15.38
GB_H15	HIELO	GB	6289111	412756	29-03-2018 10:15	-138.56	-18.90	6.91
GB_H15C	HIELO	GB	6289723*	412487	29-03-2018 10:30	-130.52	-17.56	23
GY_H15B	HIELO	GY	6289712	414569	29-03-2018 11:00	-120.48	-16.46	10.31
CY_A15	AGUA	CY	6287563	413445	29-03-2018 11:15	-136.22	-18.34	320
CB_A15	AGUA	CB	6287997	413408	29-03-2018 12:30	-138.01	-18.72	511
GY_H15	HIELO	GY	6289712	414569	29-03-2018 14:00	-126.23	-17.27	48.2
CB_A15b	AGUA	CB	6287997	413408	29-03-2018 14:30	-139.68	-18.90	224
GP_H15B	HIELO	GP	6282952*	417618	29-03-2018 14:30	-135.46	-18.28	18.7
CB_A15c	AGUA	CB	6287997	413408	29-03-2018 14:40	-138.83	-18.72	203
GP_H15	HIELO	GP	6282952*	417617	29-03-2018 15:00	-159.41	-21.69	117.8
TP_A15F	AGUA	TP	6280322	415880	29-03-2018 15:00	-137.88	-18.56	1023
PA_A16	AGUA	PA	6281106	416320	24-04-2018 16:30	-136.25	-18.61	1084
PB_A16	AGUA	PB	6280514	416050	24-04-2018 16:50	-136.96	-18.60	1062
TP_A16	AGUA	TP	6280322	415880	24-04-2018 19:15	-137.31	-18.58	1088
TP_A16B	AGUA	TP	6280322	415880	25-04-2018 10:30	-137.79	-18.78	1085
CY_A16	AGUA	CY	6287563	413445	25-04-2018 15:00	-137.91	-18.73	375
CY_A16B	AGUA	CY	6287563	413445	25-04-2018 15:50	-139.04	-18.86	409
CB_A16	AGUA	CB	6287997	413408	25-04-2018 16:00	-138.00	-18.73	558
CB_A16B	AGUA	CB	6287997	413408	25-04-2018 16:30	-138.36	-18.88	749

**Tabla 8. 9 Continuación Tabla 8.5.**

Código	Tipo	Ubicación	Y (UTM19S)	X (UTM19S)	Fecha	$\delta D$ [‰]	$\delta 18O$ [‰]	CE [ $\mu S/cm$ ]
CY_A16C	AGUA	CY	6287563	413445	25-04-2018 17:00	-138.41	-18.71	562
MBY_A16	AGUA	MBY	6280514	416050	25-04-2018 19:00	-141.12	-18.99	1194
GB_H16	HIELO	GB	6289111	412756	26-04-2018 10:00	-142.68	-19.46	35.5
GB_H16B	HIELO	GB	6289111	412756	26-04-2018 10:10	-131.00	-17.42	41.9
GB_H16C	HIELO	GB	6289111	412756	26-04-2018 10:15	-130.84	-17.86	33.6
GY_H16	HIELO	GY	6289712	414569	26-04-2018 11:00	-125.41	-17.01	11.33
GY_H16C	HIELO	GY	6289712	414569	26-04-2018 11:00	-123.8	-16.7	15.35
TP_A16C	AGUA	TP	6280322	415880	26-04-2018 11:00	-137.84	-18.63	1061
GY_H16B	HIELO	GY	6289712	414569	26-04-2018 11:10	-130.76	-17.73	8.75
PA_A16B	AGUA	PA	6281106	416320	26-04-2018 11:45	-137.00	-18.67	1062
GP_H16	HIELO	GP	6282952*	417617	26-04-2018 13:00	-132.54	-18.09	18.9
TP_A16D	AGUA	TP	6280322	415880	26-04-2018 13:15	-137.27	-18.58	1032

**Tabla 8. 10 Resultados del análisis químico de las muestras de agua con su respectivo balance iónico.**

Código	Ca [mg/L]	K [mg/L]	Mg [mg/L]	Na [mg/L]	Si [mg/L]	Bicarbonato [mg/L]	Cloruro [mg/L]	Sulfato [mg/L]	Balance iónico [%]
GP1N10b	0.03	0.07	0.006	0.1	<0.04	<1.0	2	4	-90.32
GP1N10	0.11	0.085	0.032	0.03	<0.04	<1.0	<1.0	<1.0	-69.87
GBN10A	0.27	0.036	0.018	0.08	<0.04	1	3	2	-74.52
GY_H16B	0.67	0.12	0.05	0.68	<0.04	1	2	1	-8.23
GY_H16	1.3	0.11	0.05	0.54	<0.04	3	1	<1	-6.38
GB_H15B	1.89	0.19	0.09	0.73	0.046	8	<1	<1	-13.12
GY_H15B	1.97	0.11	0.06	0.47	0.053	5	2	<1	-11.43
GB_H16C	2.35	0.69	0.16	2.08	<0.04	8	5	120	-84.08
GB_H15C	3.02	0.18	0.2	0.9	0.125	12	1	3	-15.33
GB_H16	4.17	0.8	0.29	3.05	0.097	9	4	2	10.02
GB_H16B	4.9	0.36	0.17	1.96	0.095	17	3	2	-6.31
GP_H16	8.63	1.51	0.17	3.62	0.045	32	6	3	-7.18
GY_H15	8.75	0.76	0.17	2.14	0.161	27	4	5	-7.54
GY-H12	13.56	1.41	0.23	3.96	0.248	32	6	11	-0.67
GP_H12	16.16	1.46	0.28	6.61	0.254	41	10	3	6.86
CY_A12°b	18.65	2.37	12.64	3.68	4.309	71		27	
CY_A12	25.43	2.37	2.12	1.33	2.545	41		33	
GP_H15	35.14	1.95	1.46	2.4	0.72	117	2	9	-3.32
CY_A14	45.64	1.78	2.03	1.58	1.394	30	2	103	-2.53
CB_A14	48.14	1.29	6.23	1.79	1.864	53	1	93	3.2
CY_A16	66.92	2.6	0.77	0.84	4.89	47.4	1.2	141	-3.31
CB_A12	71.31	0.74	5.93	1.45	1.185	49		151	
CB_A12°B	77.48	1.02	6.65	1.66	1.316	60		155	
CY_A15	79.51	3.19	5.01	3.53	2.667	45	1	186	-0.24
GP_A12	88.2	2.92	3.2	0.52					

**Tabla 8. 11 Continuación Tabla 8.9.**

Código	Ca [mg/L]	K [mg/L]	Mg [mg/L]	Na [mg/L]	Si [mg/L]	Bicarbonato [mg/L]	Cloruro [mg/L]	Sulfato [mg/L]	Balance iónico [%]
CY_A16B	90.14	3.57	6.59	4.15	3.371	40	2	207 (1)	2.89
CB_A15	108.59	1.65	12.36	3.33	3.098	71	1	215	7.78
TP_A13	122.01	2.96	11.08	6.69	2.615	76	8	230	8.16
CB_A16	126.41	1.99	14.15	3.98	3.23	74	<1.0	241 (1)	10.29
TP_A12B	147.17	1.99	12.83	4.1	2.502	76	3	298	6.77
TP_A15	152.42	2.6	14.7	4.5	3.679	82	3	296	8.91
TP_A12°	154.83	2.08	14.05	4.35	3.029	55	3	357	4.02
TP_A14	184.26	2.76	16.92	4.67	3.388	76	3	368	9.41
CB_A16B	185.71	2.33	18.84	5.08	3.897	80	2	374 (1)	9.58
PA_A13	202.69	3.47	14.55	2.3	1.979	70	1	413	8.07
TP_A11	206.76	2.21	18.79	5.24	3.961	105	4	431	5.87
TP_A11C	215.87	2.19	20.58	7.83	4.002	108	7	453	5.99
PB_A13	237.23	3.04	29.11	4.89	3.734	114	2	520	6.48
MBY_A15	240.19	2.43	31.97	4.33	3.516	76	2	725	-4.87
PB_A12	243.96	2.57	32.05	4.39	3.323	116	2	511	8.9
PB_A11	254.44	2.93	32.96	4.18	4.125	136	3	541	7.17
PB_A15B	254.79	2.9	32.05	4.84	4.077	130	3	570	5.21
PA_A11	255.03	3.09	32.41	3.91	3.92	122	2	549	7.36
TP_A16	260.25	2.98	24.46	8.37	4.805	90	6	591 (1)	5.06
PA_A15	261.69	3.01	32.89	4.1	4.28	111	4	615	4.17
PA_A12	262.41	3.02	35.49	4.01	3.666	108	2	569	8.65
PB_A16	264.37	2.97	32.79	4.98	4.12	120	3	587 (1)	6.27
PA_A16	277.64	3.06	35.09	4.56	4.384	119	2	590 (1)	8.68
PB_A12B	310.59	4.08	17.07	6.29	6.43				
MBY_A16	326.6	4.25	20.01	7.91	7.105	70	2	745 (1)	4.82

**Tabla 8. 12 Datos de pH y temperatura para muestras tomadas en marzo del 2018.**

Código muestra	T [°C]	pH
CY_A15	2.8	7.3
CB_A15	1.9	8.0
TP_A15	7.4	7.5
MBY_A15	3.4	7.7
PA_A15	4.1	7.7
PB_A15B	3.6	7.8

## Anexo D. Variaciones temporales de elementos mayoritarios

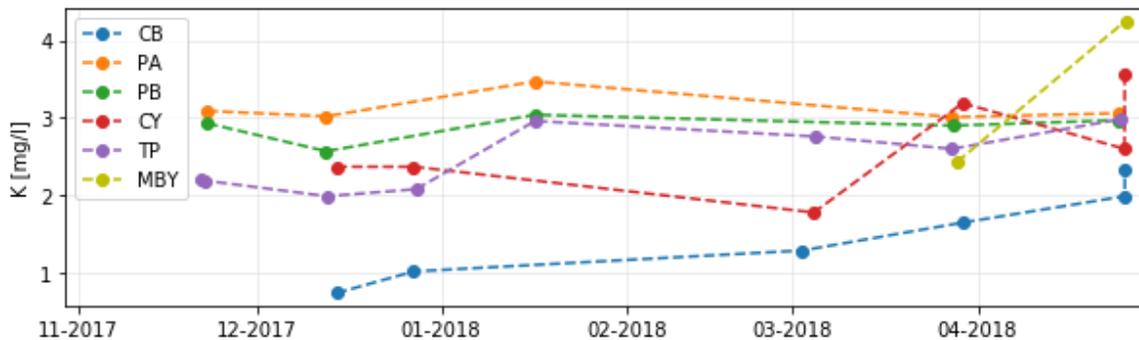


Figura 8.5 Variaciones temporales de las concentraciones de K disuelto en distintos cauces.

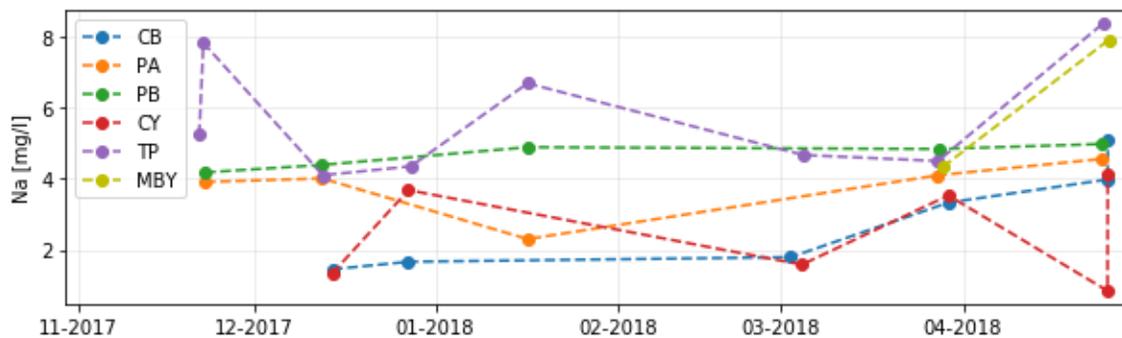


Figura 8.6 Variaciones temporales de las concentraciones de Na disuelto en distintos cauces.

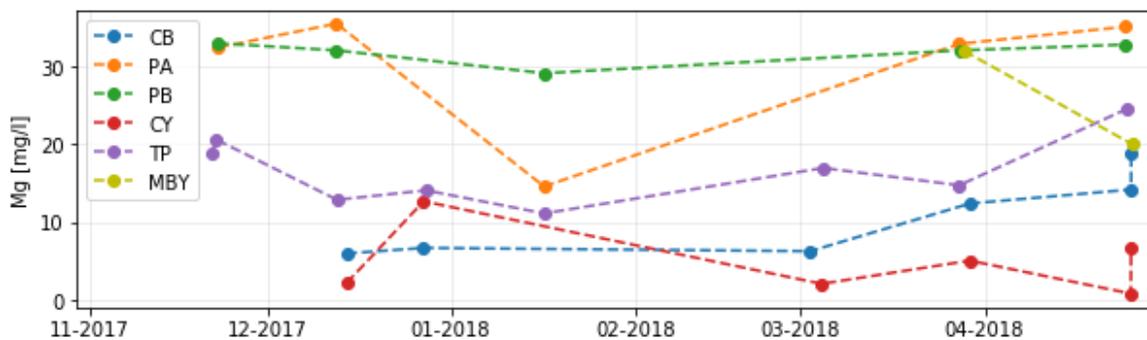
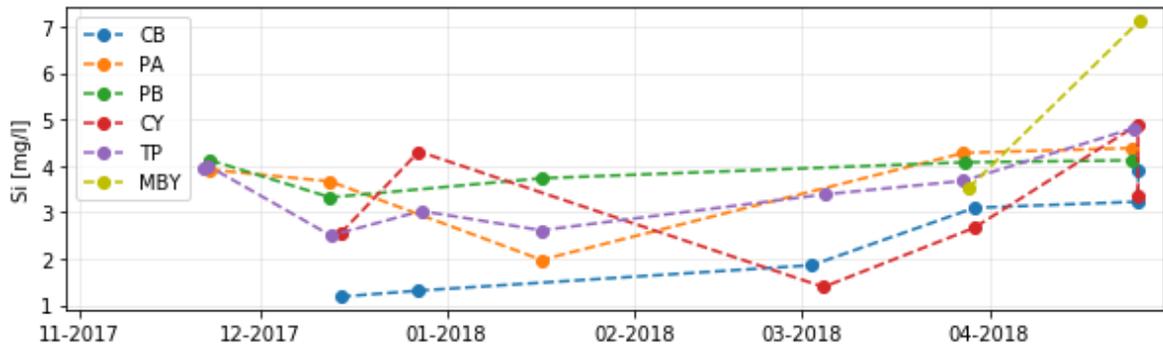
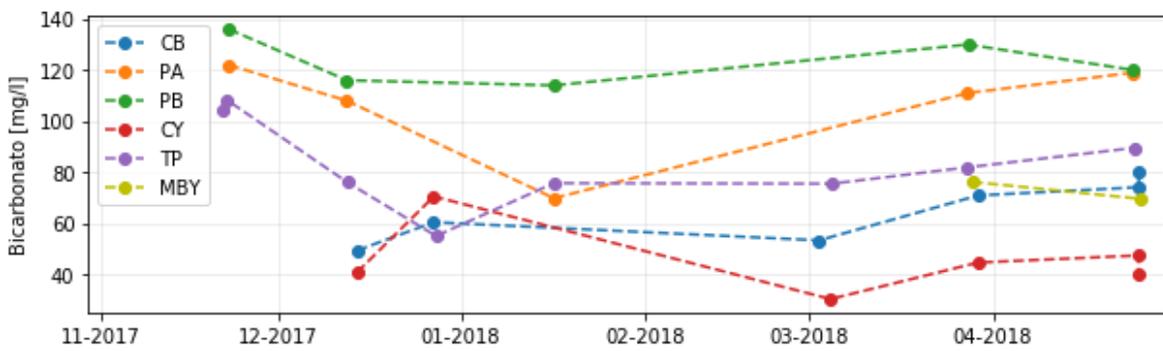


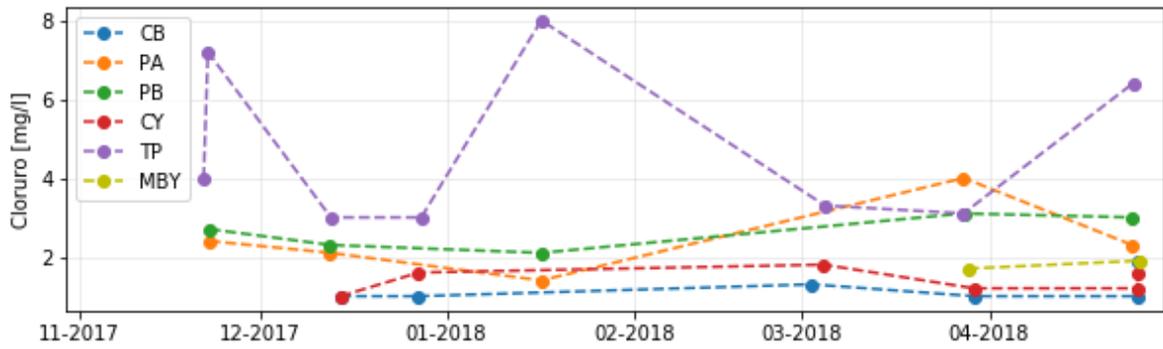
Figura 8.7 Variaciones temporales de las concentraciones de Mg disuelto en distintos cauces.



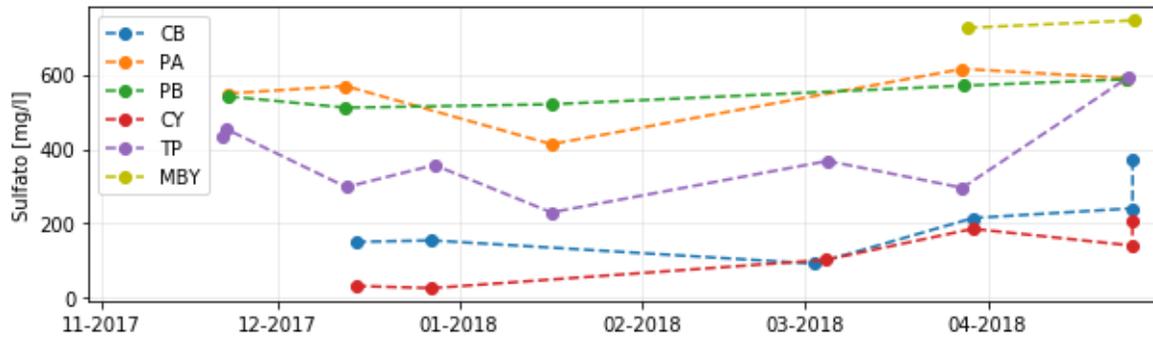
**Figura 8. 8** Variaciones temporales de las concentraciones de Si disuelto en distintos cauces.



**Figura 8. 9** Variaciones temporales de las concentraciones de bicarbonato disuelto en distintos cauces.



**Figura 8. 10** Variaciones temporales de las concentraciones de cloruro disuelto en distintos cauces.



**Figura 8. 11 Variaciones temporales de las concentraciones de sulfato disuelto en distintos cauces.**

## Anexo E. Estadígrafos para las fuentes de agua

**Tabla 8. 13 Estadígrafos para los distintos trazadores en las muestras de agua. \*Se utiliza la regresión lineal de  $\delta^{18}\text{O}$  con respecto a la altura y no los estadígrafos.**

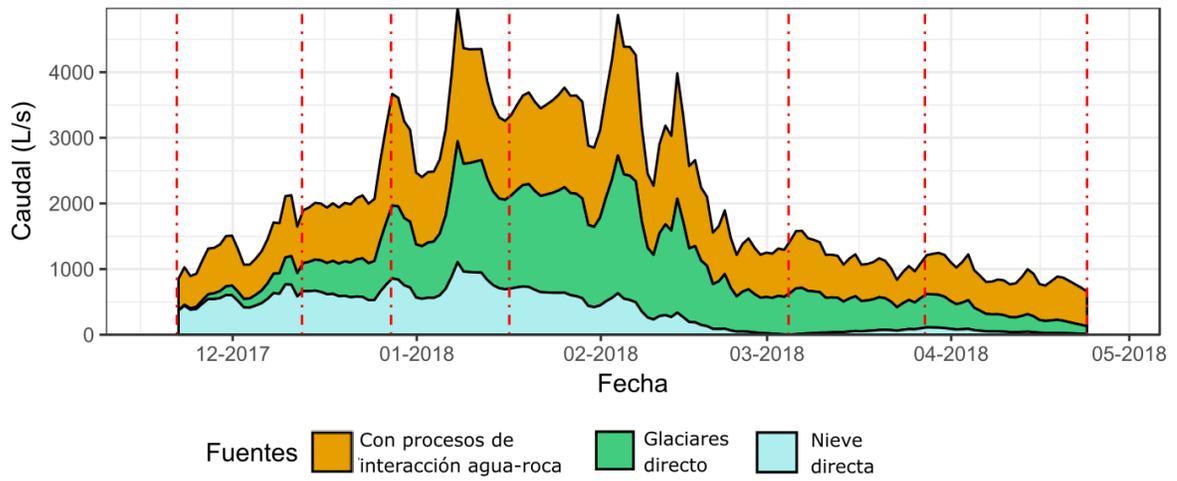
		Glaciares	Morrenas	Nieve
CE	N° Muestras	16	11	19
	Promedio[ $\mu\text{s}/\text{cm}$ ]	22.10	1136.64	14.37
	Desviación estándar[ $\mu\text{s}/\text{cm}$ ]	12.07	63.08	8.77
Ca	N° Muestras	13	7	3
	Promedio[mg/L]	5.69	260.23	0.14
	Desviación estándar[mg/L]	4.87	30.77	0.12
K	N° Muestras	13	7	3
	Promedio[mg/L]	0.63	3.01	0.06
	Desviación estándar[mg/L]	0.53	0.59	0.03
Mg	N° Muestras	13	7	3
	Promedio[mg/L]	0.17	30.13	0.02
	Desviación estándar[mg/L]	0.09	4.64	0.01
Si	N° Muestras	13	7	3
	Promedio[mg/L]	0.12	4.29	0.04
	Desviación estándar[mg/L]	0.11	1.28	0.00
Bicarbonato	N° Muestras	13	7	3
	Promedio[mg/L]	16.63	108.83	1.10
	Desviación estándar[mg/L]	12.85	25.80	0.17
Sulfato	N° Muestras	13	7	3
	Promedio[mg/L]	12.89	599.86	2.34
	Desviación estándar[mg/L]	32.48	96.19	1.70
$\delta^{18}\text{O}$	N° Muestras	16	11	*
	Promedio [‰]	-17.74	-18.67	*
	Desviación estándar [‰]	0.78	0.27	*

**Tabla 8. 14 Valores utilizados en los modelos de mezcla para nieve de distintas altitudes.**

	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Desviación estándar [‰]
Nieve (3000-3200 [m s.n.m.])	-16.45	0.3
Nieve (3200-3900 [m s.n.m.])	-19.1	1.05
Nieve (3900-4600 [m s.n.m.])	-23.3	1.05

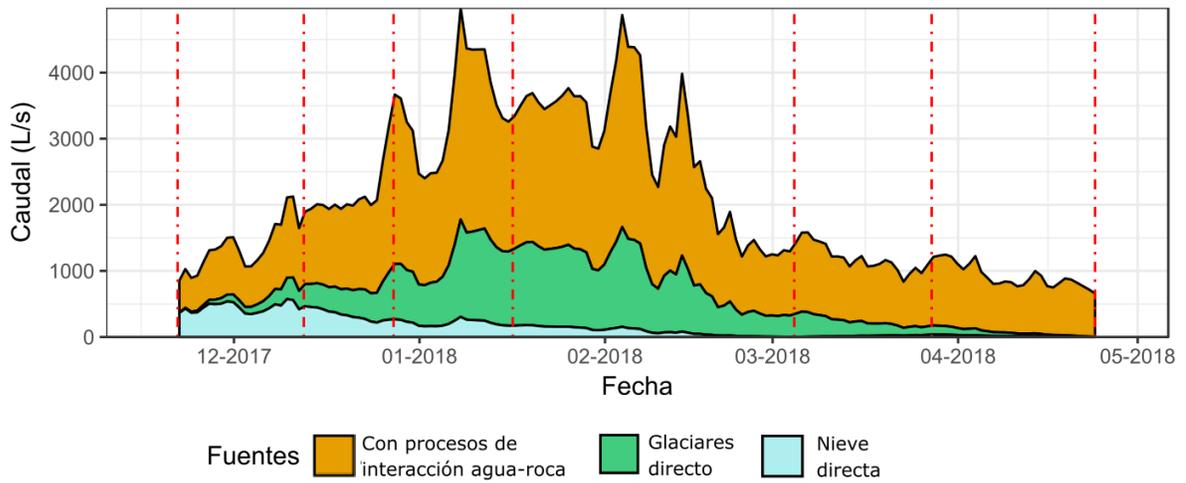
## Anexo F. Resultados de la separación de hidrograma

Separación de hidrograma basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Mg



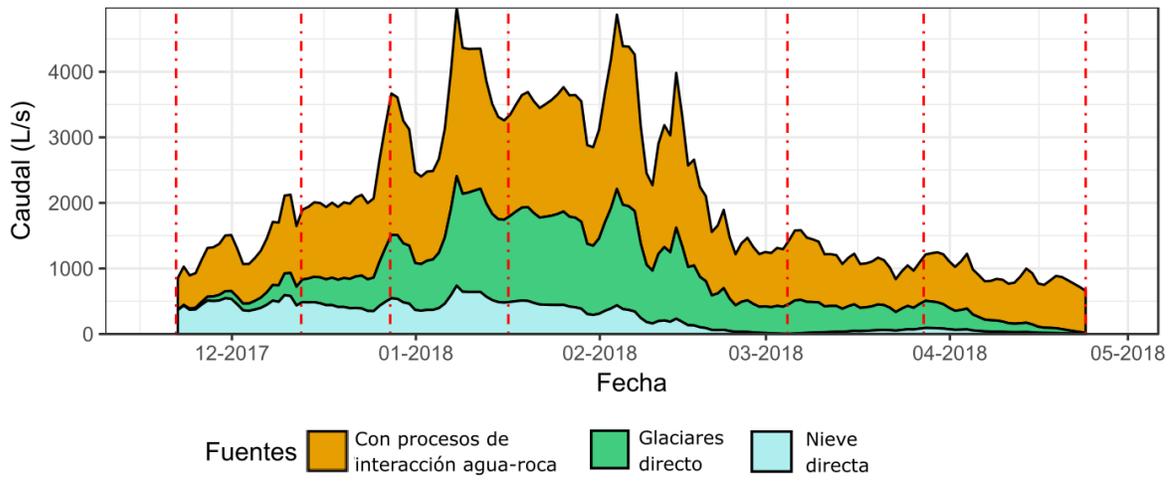
**Figura 8. 12 Separación de hidrograma basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Mg**

Separación de hidrograma basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Si



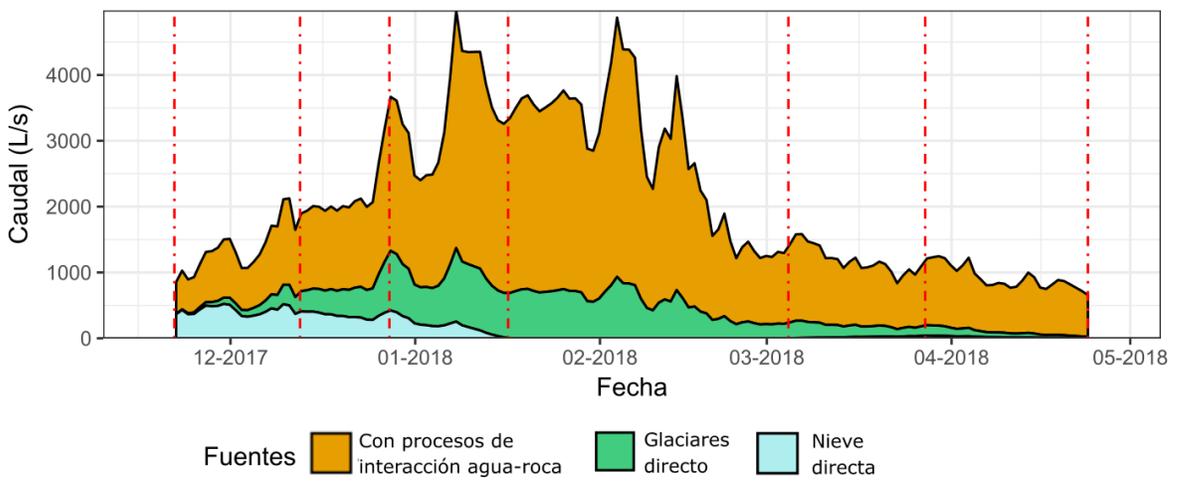
**Figura 8. 13 Separación de hidrograma basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Si**

### Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y Ca



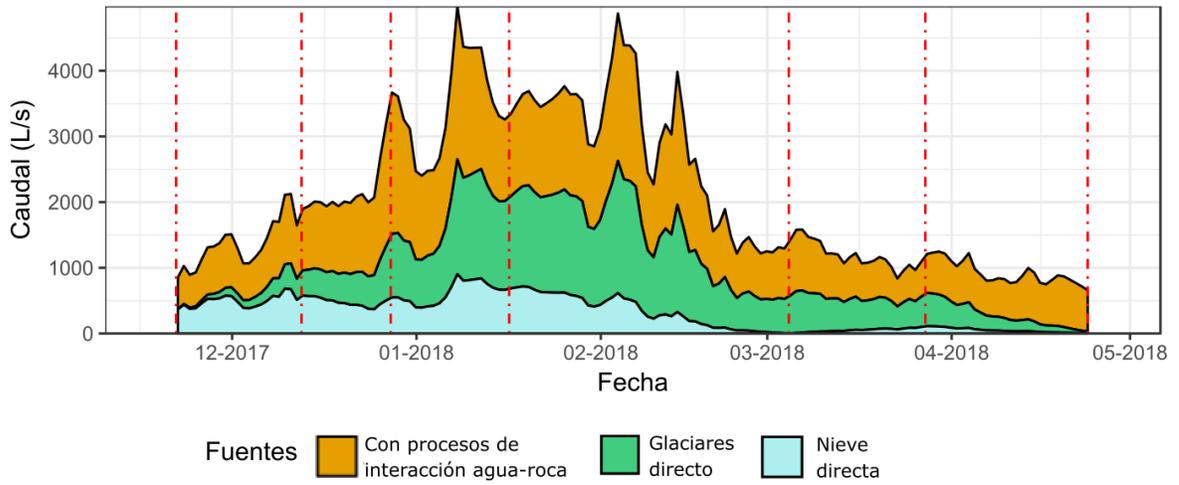
**Figura 8. 14** Separación de hidrograma basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Ca

### Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y K



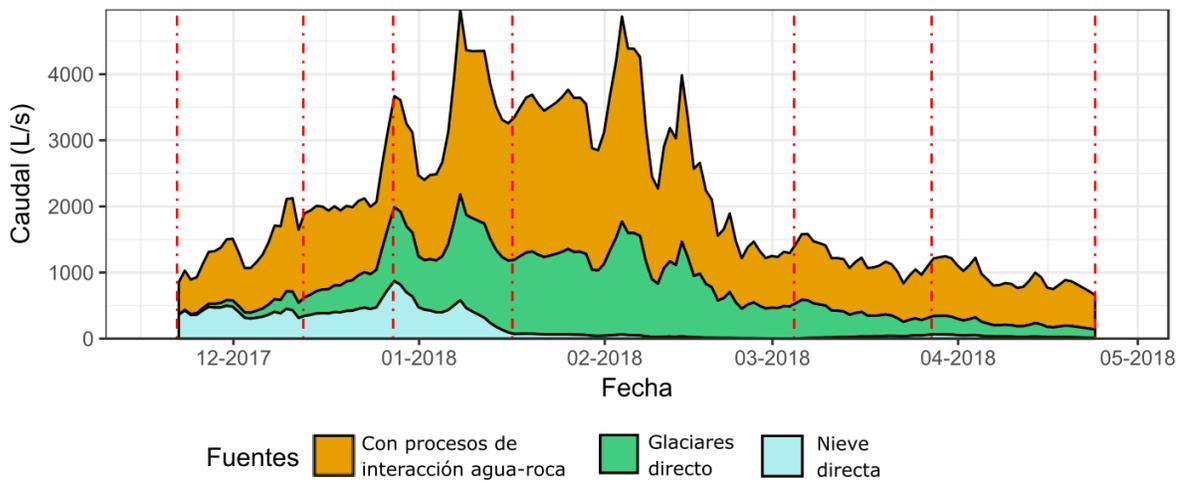
**Figura 8. 15** Separación de hidrograma basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y K

### Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y sulfato



**Figura 8. 16 Separación de hidrograma basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y sulfato**

### Separación de hidrograma basado en $\delta^{18}\text{O}$ y bicarbonato



**Figura 8. 17 Separación de hidrograma basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y bicarbonato**

EMMA basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y CE

**Tabla 8. 15 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y CE.**

Código muestras	Nieve directa			Glaciares directo			Agua con procesos de interacción agua-roca		
	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%
TP_A7B	0	0.23	0.12	0.37	0.24	0.12	0.62	0.03	0.01
TP_A10	0.32	0.13	0.07	0	0.14	0.07	0.67	0.02	0.01
TP_A11	0.43	0.12	0.06	0.01	0.13	0.06	0.55	0.02	0.01
TP_A12B	0.4	0.32	0.16	0.25	0.32	0.16	0.33	0.01	0
TP_A12°	0.24	0.21	0.11	0.3	0.22	0.11	0.44	0.01	0
TP_A13	0.07	0.14	0.07	0.36	0.14	0.07	0.55	0.02	0.01
TP_A14	0	0.03	0.01	0.26	0.04	0.02	0.73	0.02	0.01
TP_A15	0.06	0.03	0.01	0.3	0.03	0.01	0.63	0.02	0.01
TP_A16	0	0.03	0.01	0.05	0.04	0.02	0.94	0.03	0.01

EMMA basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Mg

**Tabla 8. 16 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Mg.**

Código muestras	Nieve directa			Glaciares directo			Agua con procesos de interacción agua-roca		
	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%
TP_A11	0.43	0.15	0.08	0	0.2	0.1	0.56	0.08	0.04
TP_A12B	0.35	0.28	0.14	0.22	0.28	0.14	0.42	0.05	0.02
TP_A12°	0.23	0.21	0.1	0.3	0.21	0.1	0.46	0.06	0.03
TP_A13	0.21	0.21	0.1	0.42	0.21	0.1	0.36	0.05	0.02
TP_A14	0	0.04	0.02	0.44	0.07	0.03	0.55	0.07	0.03
TP_A15	0.09	0.04	0.02	0.42	0.06	0.03	0.48	0.06	0.03
TP_A16	0.01	0.03	0.01	0.17	0.09	0.04	0.81	0.11	0.05

EMMA basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Si

**Tabla 8. 17 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Si.**

Código muestras	Nieve directa			Glaciares directo			Agua con procesos de interacción agua-roca		
	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%
TP_A11	0.42	0.35	0.17	0	0.54	0.26	0.57	0.26	0.12
TP_A12B	0.24	0.23	0.11	0.17	0.22	0.11	0.57	0.15	0.07
TP_A12°	0.07	0.18	0.09	0.22	0.14	0.07	0.69	0.19	0.09
TP_A13	0.05	0.17	0.08	0.34	0.14	0.07	0.59	0.16	0.07
TP_A14	0	0.04	0.02	0.24	0.18	0.08	0.75	0.21	0.1
TP_A15	0.03	0.04	0.02	0.11	0.19	0.09	0.85	0.23	0.11
TP_A16	0	0.06	0.03	0	0.25	0.12	1	0.3	0.14

EMMA basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Ca

**Tabla 8. 18 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y Ca.**

Código muestras	Nieve directa			Glaciares directo			Agua con procesos de interacción agua-roca		
	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%
TP_A11	0.43	0.23	0.12	0	0.27	0.14	0.56	0.08	0.04
TP_A12B	0.25	0.22	0.11	0.18	0.22	0.11	0.56	0.06	0.02
TP_A12°	0.14	0.16	0.08	0.26	0.16	0.08	0.58	0.06	0.02
TP_A13	0.14	0.17	0.08	0.39	0.17	0.09	0.46	0.04	0.02
TP_A14	0	0.03	0.01	0.31	0.07	0.03	0.68	0.07	0.03
TP_A15	0.07	0.03	0.01	0.34	0.06	0.03	0.57	0.06	0.02
TP_A16	0	0.03	0.01	0.01	0.09	0.04	0.98	0.1	0.05

EMMA basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y K

**Tabla 8. 19 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y K.**

Código muestras	Nieve directa			Glaciares directo			Agua con procesos de interacción agua-roca		
	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%
TP_A11	0.43	0.32	0.16	0	0.52	0.25	0.56	0.24	0.11
TP_A12B	0.21	0.18	0.09	0.16	0.2	0.1	0.62	0.12	0.06
TP_A12°	0.11	0.15	0.07	0.24	0.15	0.08	0.63	0.12	0.06
TP_A13	0	0.21	0.1	0.2	0.22	0.11	0.79	0.18	0.08
TP_A14	0	0.04	0.02	0.16	0.16	0.07	0.83	0.18	0.09
TP_A15	0.03	0.04	0.02	0.13	0.15	0.07	0.83	0.17	0.08
TP_A16	0	0.04	0.02	0.03	0.17	0.08	0.96	0.21	0.1

EMMA basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y sulfato

**Tabla 8. 20 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y sulfato.**

Código muestras	Nieve directa			Glaciares directo			Agua con procesos de interacción agua-roca		
	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%
TP_A11	0.43	0.2	0.1	0	0.26	0.13	0.56	0.1	0.05
TP_A12B	0.3	0.25	0.12	0.2	0.25	0.12	0.49	0.07	0.03
TP_A12°	0.14	0.16	0.08	0.26	0.16	0.08	0.58	0.08	0.04
TP_A13	0.2	0.21	0.1	0.42	0.21	0.1	0.37	0.05	0.02
TP_A14	0	0.03	0.02	0.4	0.08	0.04	0.59	0.08	0.04
TP_A15	0.09	0.04	0.02	0.42	0.07	0.03	0.48	0.07	0.03
TP_A16	0	0.04	0.02	0.02	0.12	0.05	0.97	0.14	0.06

EMMA basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y bicarbonato

**Tabla 8. 21 Resultados e incertidumbre asociada al modelo de mezcla basado en  $\delta^{18}\text{O}$  y bicarbonato.**

Código muestras	Nieve directa			Glaciares directo			Agua con procesos de interacción agua-roca		
	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%	Fracción aporte	Incertidumbre 95%	Incertidumbre 70%
TP_A11	0.42	0.49	0.24	0	0.75	0.37	0.57	0.33	0.15
TP_A12B	0.18	0.18	0.09	0.14	0.18	0.09	0.67	0.15	0.07
TP_A12°	0.23	0.2	0.1	0.3	0.22	0.11	0.45	0.11	0.05
TP_A13	0.02	0.15	0.07	0.33	0.14	0.07	0.64	0.14	0.07
TP_A14	0	0.04	0.02	0.37	0.13	0.06	0.62	0.15	0.07
TP_A15	0.05	0.04	0.02	0.22	0.15	0.07	0.71	0.17	0.08
TP_A16	0.01	0.04	0.02	0.18	0.16	0.07	0.79	0.19	0.09

## Anexo G. Control de calidad de análisis isotópico

Como control de calidad de los análisis de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  realizados en el Laboratorio de Análisis Isotópico de la Universidad Andrés Bello, se tienen muestras duplicadas correspondientes a tributarios del río Maipo muestreados y analizados en el mismo periodo que las muestras consideradas en este estudio.

En las siguientes figuras se presenta la diferencia relativa porcentual (RPD) (Figura 8. 18 y Figura 8. 19) y la comparación de duplicados (Figura 8. 20 y Figura 8. 21) para el  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  respectivamente. Para el  $\delta^{18}\text{O}$  el RPD va entre 0.1 y 0.6 %, por su parte, para el  $\delta\text{D}$  va entre 0.1 y 0.3 %.

En la comparación de los duplicados, se presentan los datos y la precisión analítica declarada por el laboratorio, la cual corresponde a  $\pm 0.1$  [‰] para el  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\pm 0.8$  [‰] para el  $\delta\text{D}$ . Se tiene para ambos isótopos que los duplicados caen dentro de dicho rango.

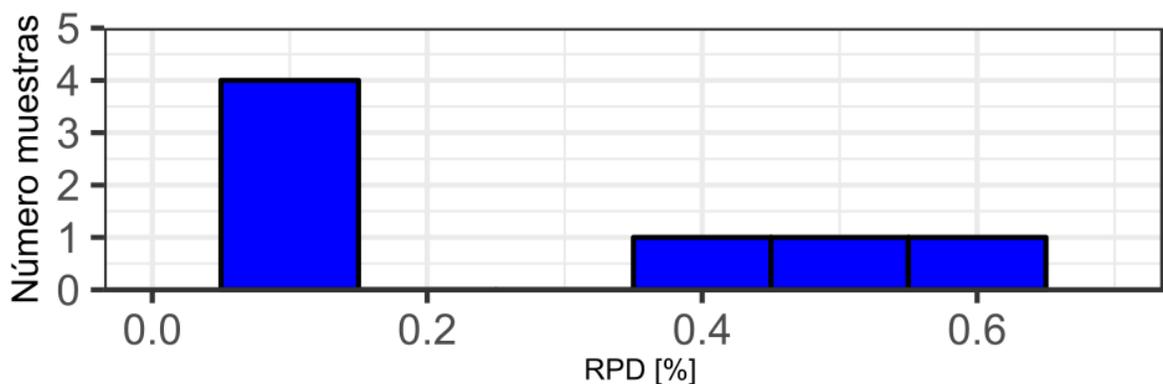


Figura 8. 18 RPD para análisis de  $\delta^{18}\text{O}$ .

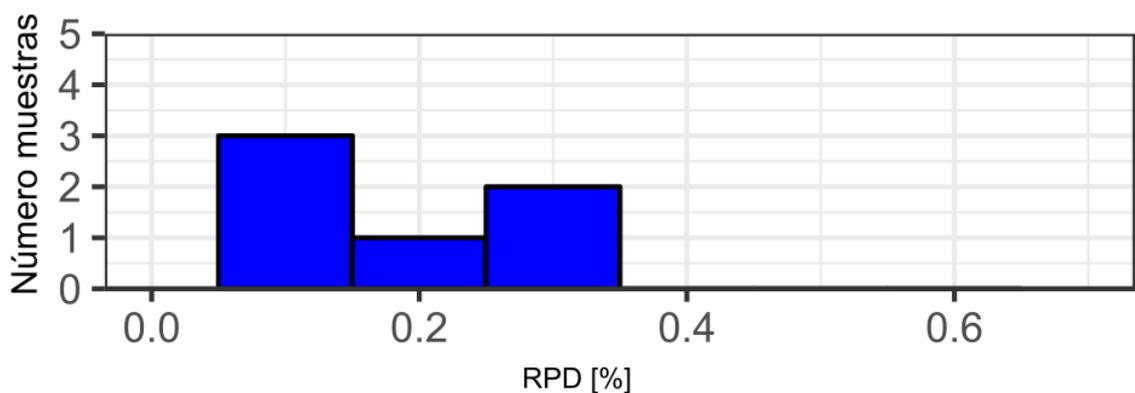


Figura 8. 19 RPD para análisis de  $\delta\text{D}$ .

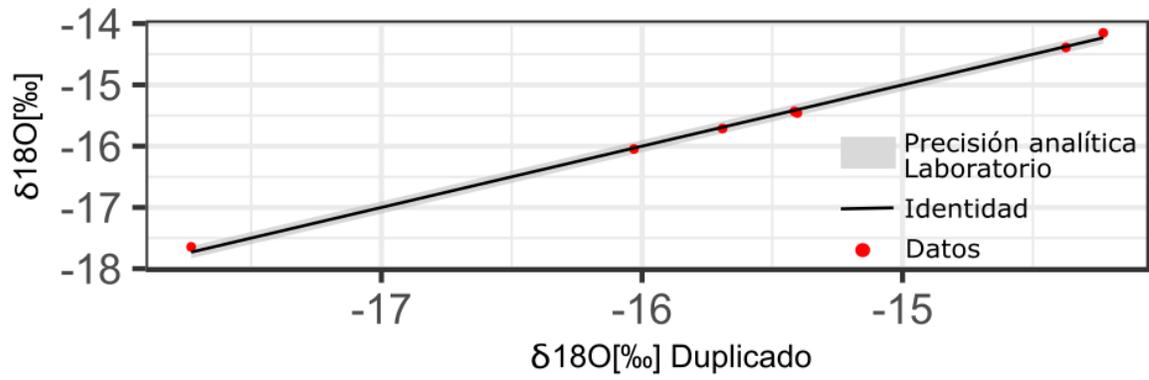


Figura 8. 20 Análisis de duplicados de  $\delta^{18}\text{O}$ .

