



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



**“CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA E
HIDROGEOQUÍMICA DE LA CUENCA DEL RÍO AYSÉN,
REGIÓN DE AYSÉN, CHILE.”**

Memoria para optar al Título de Geólogo.



Pablo Daniel Morales Vásquez.

Profesor Patrocinante: Msc. Liubow Nikolaivna González Martínez.
Profesores de Comisión: Msc. Abraham Elías González Martínez.
Dr. Luis Arturo Quinzio Sinn.

Concepción, 2020.

Al esfuerzo de mi familia magallánica, en especial a mi madre Ana Vásquez.



ÍNDICE

	Página
RESUMEN	1
I. INTRODUCCIÓN	1
1.1. OBJETIVOS.....	2
1.1.1. Objetivo General.....	2
1.1.2. Objetivos Específicos.....	2
1.2. UBICACIÓN.....	3
1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	4
1.3.1. Gabinete 1.....	4
1.3.2. Gabinete 2.....	4
1.4. CLIMA.....	4
1.4.1. Clima Templado Frío de Costa Occidental con Máxima Invernal de Lluvias.....	5
1.4.2. Clima Continental Trasandino con Regeneración Esteparia.....	5
1.4.3. Clima de Hielo por Efecto de la Altura.....	5
1.4.4. Clima de Estepa Fría.....	5
1.5. TRABAJOS ANTERIORES.....	6
1.6. AGRADECIMIENTOS.....	7
II. GEOMORFOLOGÍA	8
2.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL.....	8
2.1.1. Zona de Archipiélago.....	8
2.1.2. Depresión Central.....	9
2.1.3. Cordillera de los Andes.....	9
2.1.4. Cordones Andinos Orientales.....	9
2.1.5. Pampa Patagónica.....	10
2.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	10
III. MARCO GEOLÓGICO	12
3.1. GEOLOGÍA REGIONAL.....	12
3.2. GEOLOGÍA LOCAL.....	13
3.2.1. Rocas Estratificadas.....	15
3.2.1.1. Formación Ibáñez.....	15
3.2.1.1.1. Volcanitas El Zorro.....	17
3.2.1.1.2. Complejo Volcánico Cerro Trinchera.....	17
3.2.1.1.3. Domos Lago Diunco.....	18
3.2.1.1.4. Complejo Volcánico Lago Norte.....	18
3.2.1.2. Grupo Coyhaique.....	18
3.2.1.2.1. Formación Toqui.....	18
3.2.1.2.2. Formación Katterfeld.....	20

	3.2.1.2.3.	Formación Apeleg.....	20
	3.2.1.3.4.	Complejo Volcánico Baño Nuevo.....	21
	3.2.1.3.	Formación Divisadero.....	22
	3.2.1.4.	Formación El Toro.....	23
	3.2.1.5.	Basaltos Balmaceda.....	23
	3.2.1.6.	Formación Oscuro.....	24
	3.2.1.7.	Formación La Galera.....	24
	3.2.1.8.	Depósitos Plioceno-Holoceno.....	25
	3.2.1.8.1.	Gravas de la Meseta Boscosa.....	25
	3.2.1.8.2.	Rocas Volcánicas Recientes.....	26
	3.2.1.8.3.	Depósitos Glaciares Pleistocenos.....	26
	3.2.1.9.	Depósitos Pleistoceno-Holoceno.....	28
	3.2.1.10.	Depósitos del Holoceno.....	28
	3.2.2.	Rocas Intrusivas.....	29
	3.2.2.1.	Batolito Norpatagónico.....	29
	3.2.3.2.	Complejo Plutónico Elizalde.....	31
	3.2.3.3.	Granito Lago Largo e Hipabisales Asociados.....	31
	3.2.3.4.	Hipabisales y Filones.....	32
	3.2.3.5.	Domos Casa de Piedra.....	33
	3.2.3.6.	Complejo Intrusivo Castor.....	33
	3.2.3.7.	Gabro Bandurrias.....	33
	3.3.	MARCO TECTÓNICA REGIONAL.....	34
IV.		HIDROLOGÍA.....	39
	4.1.	ANÁLISIS PLUVIOMÉTRICO, TÉRMICO Y FLUVIOMÉTRICO.....	39
	4.1.1.	Precipitaciones.....	39
	4.1.2.	Temperatura.....	42
	4.1.3.	Caudales.....	44
	4.2.	SUELOS.....	46
	4.2.1.	Series de Suelo.....	46
	4.2.2.	Usos de Suelo.....	48
V.		BALANCE HÍDRICO.....	49
	5.1	CÁLCULO DEL UMBRAL DE ESCORRENTÍA (PO) Y PRECIPITACIÓN NETA (PN)	49
	5.2.	RESULTADOS DEL BALANCE.....	51
VI.		HIDROGEOLOGÍA.....	54
	6.1.	UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS.....	54
	6.1.1.	Unidades Hidrogeológicas No Consolidadas.....	56
	6.1.1.1.	Unidades de alto potencial hidrogeológico.....	56
	6.1.1.2.	Unidades de moderado potencial hidrogeológico.....	56
	6.1.1.3.	Unidades de bajo potencial hidrogeológico.....	57
	6.1.1.4.	Unidades de muy bajo a nulo potencial hidrogeológico.....	58

6.1.2.	Unidades Hidrogeológicas en Rocas Consolidadas	58
6.1.2.1.	Unidades de moderado potencial hidrogeológico.....	58
6.1.2.2.	Unidades de bajo potencial hidrogeológico.....	59
6.1.2.3.	Unidades de muy bajo a nulo potencial hidrogeológico.....	61
VII.	HIDROQUÍMICA E ISÓTOPOS ESTABLES	62
7.1.	BALANCE IÓNICO.....	63
7.2.	PARÁMETROS FÍSICO - QUÍMICOS.....	63
7.2.1.	pH	64
7.2.2.	Conductividad Eléctrica (Ce)	65
7.2.3.	Sólidos Totales Disueltos (STD)	67
7.3.	ELEMENTOS MAYORES.....	68
7.3.1.	Sodio	68
7.3.2.	Calcio	69
7.3.3.	Magnesio	71
7.3.4.	Potasio	72
7.3.5.	Sulfato	73
7.3.6.	Cloruro	75
7.3.7.	Bicarbonato	77
7.4.	CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS.....	78
7.4.1.	Diagrama Piper	78
7.5.	RELACIONES IÓNICAS.....	81
7.5.1.	Relación r Mg/r Ca	81
7.5.2.	Relación r K/r Na	81
7.5.3.	Relación r Na/r Cl	82
7.5.4.	Relación r SO₄/r Cl	82
7.5.5.	Relación r Cl/ r HCO₃	83
7.6.	ANÁLISIS ISOTÓPICO.....	83
7.6.1.	Resultados	87
7.6.1.1.	Análisis isotópico de la cuenca.....	87
7.7.	CORRELACIÓN DE VARIABLES FÍSICO - QUÍMICAS E ISOTÓPICAS.....	95
VIII.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN	97
IX.	REFERENCIAS	103
	ANEXOS	110

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación de la cuenca del río Aysén.....	3
2. 1. Unidades de relieve de la región de Aysén.....	8
3. 1. Mapa geológico regional.....	13

3.	2.	Mapa geológico de cuenca del río Aysén.....	16
4.	1.	Precipitaciones, red hidrográfica y red de estaciones meteorológicas de la cuenca del río Aysén.....	40
4.	2.	Mapa de series de suelo de la cuenca del río Aysén.....	47
4.	3.	Mapa de series de suelo de la cuenca del río Aysén.....	48
5.	1.	Distribución espacial de la evapotranspiración de la cuenca del río Aysén.....	52
5.	2.	Distribución espacial de la escorrentía directa en la cuenca del río Aysén.....	53
5.	3.	Distribución espacial de la infiltración en la cuenca del río Aysén.....	53
6.	1.	Criterio de clasificación del potencial hidrogeológico.....	54
6.	2.	Distribución espacial de la infiltración en la cuenca del río Aysén.....	55
7.	1.	Distribución espacial de pH de la cuenca del río Aysén.....	64
7.	2.	Distribución espacial de conductividad eléctrica de la cuenca del río Aysén.....	66
7.	3.	Distribución espacial de solidos totales disueltos de la cuenca del río Aysén.....	67
7.	4.	Distribución espacial del catión sodio en la cuenca del río Aysén.....	69
7.	5.	Distribución espacial del catión calcio en la cuenca del río Aysén.....	70
7.	6.	Distribución espacial del catión magnesio en la cuenca del río Aysén.....	71
7.	7.	Distribución espacial del catión magnesio en la cuenca del río Aysén.....	73
7.	8.	Distribución del anión sulfato en la cuenca del río Aysén.....	74
7.	9.	Distribución espacial del anión cloruro en la cuenca del río Aysén.....	76
7.	10.	Distribución espacial del anión bicarbonato en la cuenca del río Aysén.....	77
7.	11.	Diagrama piper con los datos de toda la cuenca del río Aysén.....	79
7.	12.	Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) de agua subterránea de la cuenca del río Aysén.....	88
7.	13.	Distribución espacial del d-excess de aguas subterráneas en la cuenca del río Aysén.....	88

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
4. 1. Principales estaciones fluviométricas con sus valores promedio anuales	44
5. 1. Parámetros del umbral de escorrentía (Po) y grupo hidrológico de series de suelo	50
5. 2. Resumen del balance hídrico medio anual generado por la planilla Easy-Bal.....	51
7. 1. Relación entre la conductividad eléctrica y el error admisible de una muestra.....	63
7. 2. Clasificación de las aguas según diagrama piper, agrupando las muestras según principales unidades litológicas.....	80
7. 3. Datos de isótopos correspondientes a la media mensual para precipitaciones en la ciudad de Coyhaique	86

ÍNDICE DE GRÁFICO

Gráfico	Página
4. 1. Precipitaciones anuales de la cuenca entre los años 1970-2017.....	40

4. 2.	Promedio mensual de precipitaciones de cada estación entre los años 1970 y 2017.....	41
4. 3.	Gradiente pluviométrico global de la cuenca del río Aysén	42
4. 4.	Temperaturas medias anuales entre 1970 a 2018	43
4. 5.	Gradiente térmico de la temperatura media anual y la altura de cada estación	44
4. 6.	Hidrograma de las estaciones de cierre de los ríos Blanco y Aysén.....	45
7. 1.	Relación general entre oxígeno 18 y deuterio en las aguas naturales.....	85
7. 2.	Relaciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ v/s $\delta^2\text{H}$ ‰) para las muestras pertenecientes a las subcuencas de la cuenca del río Aysén.....	86
7. 3.	Relación exceso de deuterio vs $\delta^{18}\text{O}$ de la cuenca del río Aysén.....	89
7. 4.	Líneas de evaporación local (LEL) para los sectores occidental y oriental de la cuenca del río Aysén.....	90
7. 5.	Relación de las aguas subterráneas y superficiales de la zona occidental de la cuenca del Río Aysén con las LEL1 y LMWL de Coyhaique.....	91
7. 6.	Relación de las aguas subterráneas y superficiales de la zona oriental de la cuenca del río Aysén con las LEL2 y LMWL de Coyhaique.....	93

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página
2. 1. Circo glaciar ubicado en el sector noroccidental de la cuenca del río Mañihuales...	11
2. 2. Artesa río Mañihuales con dirección NS en ese tramo.....	11

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo	Página
I. Hidrología y Balance Hidrológico.....	111
II. Hidroquímica e Isotopía.....	122
III. Mapa Hidrogeológico de la cuenca del río Aysén.....	

RESUMEN

Este trabajo se realizó con base en los datos del proyecto Fondecyt N° 1050567 “Efectos geológicos y ambientales en la dinámica geomorfológica e hidrogeológica de la hoya del río Aysén”, el cual busca contribuir a un modelo de gestión sustentable de los recursos naturales del territorio. La cuenca del río Aysén se localiza en la región homónima, cuya cabecera está emplazada en la Pampa Patagónica cruzando la Precordillera y cordillera de los Andes hacia su desembocadura en el fiordo Aysén.

Dentro de las formaciones presentes en la cuenca, destaca el Batolito Norpatagónico de composición principalmente granítica, que aflora en la zona occidental, al igual que las rocas volcánicas pertenecientes a las formaciones Divisadero e Ibáñez cuyas extensiones cubren la mayor parte de la zona oriental. También, es relevante mencionar los depósitos sedimentarios plio-holocenos que, si bien están localizados en toda la zona, se distribuyen principalmente en el sector oriental de la cuenca, como evidencia de una actividad glacial intensa.

La acción de la cordillera de los Andes como biombo climático y los efectos de la continentalidad explican la existencia de zonas climáticas meridionales, caracterizadas por alcanzar precipitaciones mayores a los 3.000 mm anuales en la zona cordillerana occidental, las que disminuyen hacia el sector oriental pampeano a menos de 500 mm. Del total de precipitación ocurrida en un año promedio (1996-2017) en la cuenca en estudio, el 59,5% se transforma a escorrentía directa. En tanto que el 27,4% se evapotranspira por medio de la vegetación y el suelo; mientras que el 13,1% restante se infiltra a través de los suelos.

De acuerdo al criterio de Struckmeier y Margat (1995), las diferentes unidades litoestratigráficas de la cuenca fueron agrupadas según su potencial hidrogeológico. Se clasifica con alto potencial hidrogeológico (A) a los depósitos fluviales y glaciofluviales, cuya permeabilidad varía de 1 a 10^2 m/día, correspondiendo al principal acuífero freático de la cuenca. Los depósitos de origen fluvial de menor extensión y espesor de valles secundarios poseen un potencial hidrogeológico moderado (B). Los depósitos glaciales y remoción en masa debido a su origen, son muy heterogéneos en lo que a granulometrías se refiere, permitiendo la existencia de captaciones de bajo potencial hidrogeológico (C). En cuanto a la permeabilidad de las unidades consolidadas, está condicionada principalmente por sus características geomecánicas. Entre estas últimas, son con bajo potencial hidrogeológico (C) aquellas formaciones de alto grado de fracturamiento. En cambio, las unidades consolidadas que tienen escaso fracturamiento o está muy localizado, son de bajo o nulo potencial hidrogeológico (D), al igual que los depósitos de origen lacustre.

El agua de la cuenca es tipificada como dulce, mayoritariamente como bicarbonatada cálcica y mixta, con algunas excepciones debido a procesos tanto de origen natural como antrópico. Posee mayoritariamente bajas conductividades eléctricas, que aumentan hacia la zona oriental. Esto último se produce principalmente por la meteorización de minerales provenientes de formaciones de origen volcánico y sedimentario, al igual que a una cada vez menor tasa de renovación de sus aguas hacia el oriente.

El análisis isotópico revela diferentes intensidades de fraccionamiento cinético en la cuenca, debido al clima húmedo occidental representado por la línea de evaporación local (LEL) $\delta^2\text{H} = 6,5158 * \delta^{18}\text{O} - 12,31$, mientras que la zona oriental de menor humedad posee LEL de $\delta^2\text{H} = 4,9548 * \delta^{18}\text{O} - 29,554$. El elevado exceso de deuterio (d-excess) de las muestras generalmente relacionadas a elevadas alturas, se puede explicar por la humedad reciclada proveniente del continente, como también al menor fraccionamiento de la precipitación en las cumbres. La mayoría de las muestras posee señal isotópica similar a la precipitación media ponderada de la ciudad de Coyhaique (GNIP), entre los meses de abril a octubre. La menor precipitación y mayor evaporación de verano, junto al descenso de la isoterma 0 en invierno, permiten determinar que la recarga principal ocurre durante los meses de otoño y primavera.

I. INTRODUCCIÓN.

El presente trabajo de Memoria de título se realiza con el objetivo de analizar y agrupar la información proporcionada por el proyecto FONDECYT N° 1050567 "Efectos Geoecológicos y Ambientales de la Dinámica Geomorfológica e Hidrológica de la Hoya del Río Aysén", para contribuir a la elaboración de un modelo de gestión sustentable de sus recursos hídricos.

La cuenca del río Aysén, conformada por las subcuencas de los ríos Blanco, Simpson y Mañihuales, se sitúa en la región homónima, correspondiendo a una cuenca andina y trasandina emplazada en el centro de la Patagonia chilena. Se extiende entre las coordenadas 44°49' - 46°08' S y los 71°23' - 72°56' W, abarcando una superficie de 12.377 km²; cubre parcialmente el territorio de las provincias de Aysén, Coyhaique y un pequeño tramo de soberanía argentina. De esta forma, su mitad occidental se sitúa en la cordillera de los Andes, mientras que la oriental en la Precordillera y Pampa Patagónica. Esta morfología, en conjunto a su ubicación latitudinal, le confieren gran variabilidad climática desde un clima templado frío costero, con alta tasa de precipitación sobre la zona occidental a estepario frío, en la zona oriental.

La precipitación es una de las principales etapas del ciclo hídrico y corresponde al único ingreso de agua al sistema considerado. Su interacción con los diferentes tipos y usos de suelo de la cuenca la fraccionará en escorrentía directa, evapotranspiración e infiltración. Una fracción de la infiltración será devuelta formando parte de la escorrentía superficial, mientras que el resto alcanzará la zona saturada de diferentes unidades hidrogeológicas que permitan el almacenamiento y transmisión de agua, cuyo caudal será descargado de forma natural al intersectar la zona saturada con la topografía, aportando al flujo base de los ríos o de forma artificial, a través de pozos o norias.

Es importante conocer el potencial hidrogeológico de las unidades litoestratigráficas del área de estudio. Para ello, la obtención de la conductividad hidráulica y la porosidad eficaz es fundamental. En general, las mayores conductividades hidráulicas son alcanzadas en depósitos no consolidados de gravas y arenas, debido a su alta porosidad eficaz, a diferencia de depósitos ricos en limo y arcilla. También unidades litológicas consolidadas pueden llegar a ser buenos acuíferos, si poseen importante grado de fracturamiento, por lo tanto, elevada porosidad secundaria.

La interacción del recurso hídrico con los minerales de las diferentes unidades hidrogeológicas de la zona de estudio, determinará la composición química y parámetros fisicoquímicos de éste, cuyo análisis permitirá conocer los procesos tanto de origen natural como antrópico (intercambio iónico, oxidación de sulfuros, reducción de sulfatos, disolución y precipitación de carbonatos, etc.).

Por último, el análisis de isótopos estables de ^2H y ^{18}O es una herramienta que permite estudiar los procesos del ciclo del agua que actúan sobre los diferentes recursos hídricos. Su correlación con los factores climáticos, geográficos y químicos es fundamental para conocer la dinámica hídrica de la cuenca en estudio. Este análisis se utiliza para determinar las zonas y periodos de recarga de agua subterránea, además de la mezcla de esta última con aguas superficiales.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo General:

Este trabajo tiene como objetivo general realizar la caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica del agua subterránea, de su comportamiento y relación con las aguas superficiales de la cuenca del río Aysén.

1.1.2. Objetivos Específicos:

- Realizar una caracterización hidrogeológica y geomorfológica de la cuenca del río Aysén.
- Determinar los tipos de suelos y sus características físico-químicas e hidráulicas.
- Efectuar el balance hidrológico de la cuenca del río Aysén, mediante el uso de información meteorológica y uso de suelos.
- Definir y caracterizar las unidades hidrogeológicas presentes en la cuenca del río Aysén.

- Analizar e interpretar comportamiento de los parámetros físico-químicos e isotópicos ambientales de la cuenca del río Aysén.
- Comprender la dinámica de las aguas subterráneas y relaciones hidráulicas entre humedales-agua subterránea, cuerpos lacustres-agua subterránea y entre aguas fluviales-subterráneas.
- Elaborar mapas temáticos de la cuenca del río Aysén.

1.2. UBICACIÓN

La cuenca del río Aysén se sitúa en la Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, inmediatamente al este de la ciudad de Puerto Aysén entre las coordenadas UTM huso 18S 660.385 m S - 788.253 m S y 5.031.544 m E - 4.887.875 m E (Figura 1.1).

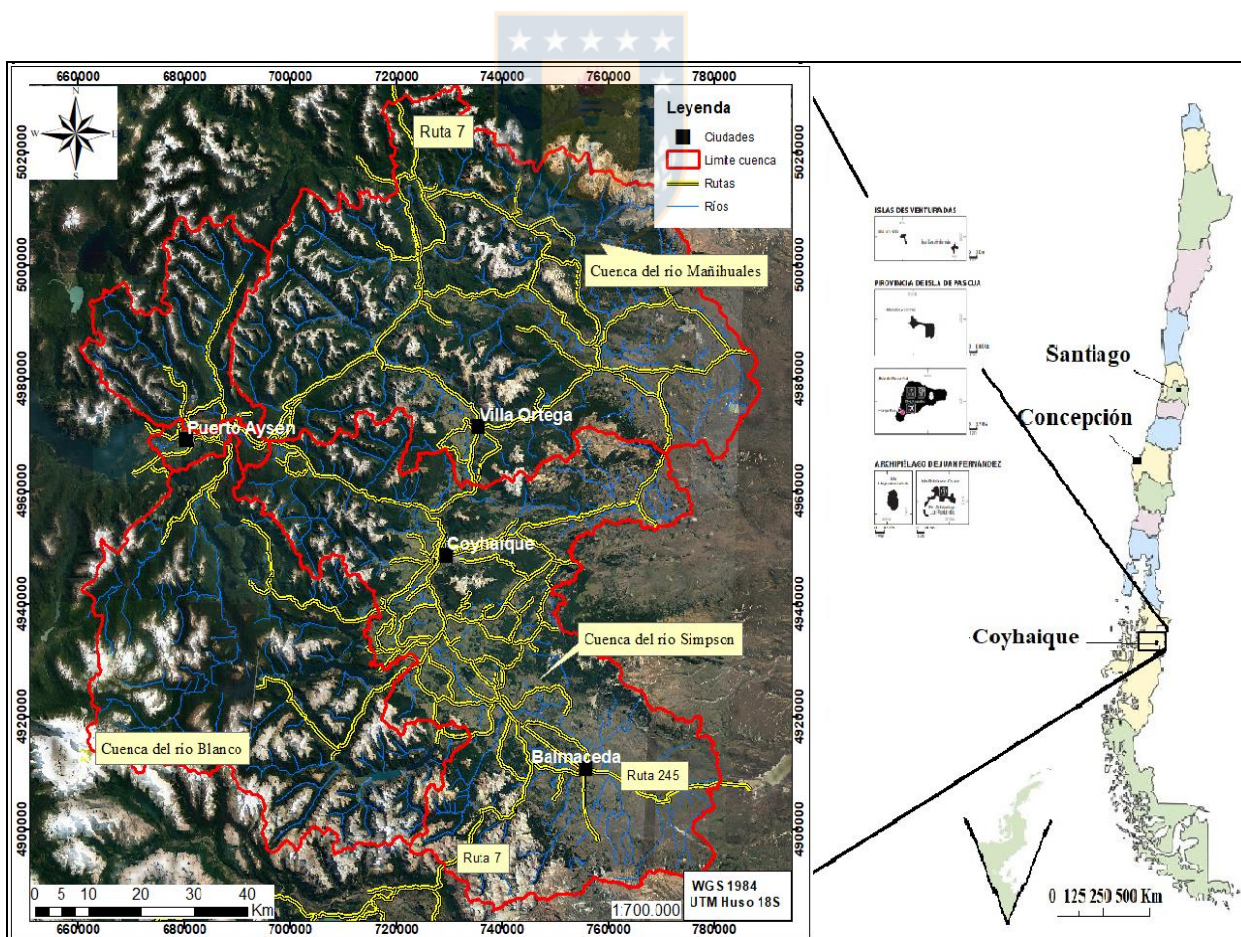


Figura 1.1. Mapa de ubicación de la cuenca del río Aysén.

Es una cuenca trasandina ubicada en el centro de la Patagonia chilena, al norte del Campo de Hielo Norte y del lago General Carrera. Para acceder a ella, se puede utilizar tanto la carretera Austral (ruta 7) como la ruta 245 desde Argentina. Por aire, el Aeropuerto de Balmaceda es la única vía.

1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

El método de trabajo que se utilizó puede resumirse en 2 etapas:

1.3.1. Gabinete 1

Esta etapa se centró en el reconocimiento de la zona de estudio por medio de sistemas de información geográfica, imágenes satelitales de resolución de 10 m, archivos de elevación de los satélites ASTER y ALOS PALSAR. También se realizó la correspondiente recopilación bibliográfica de los antecedentes geológicos e hidrogeológicos a escala regional y local.



1.3.2. Gabinete 2

Aquí se agrupa toda la información obtenida en la etapa anterior, definiendo y correlacionando las distintas unidades hidrogeológicas, definidas en base a sus características litológicas. La caracterización y clasificación de las aguas tanto superficiales como subterráneas se realizó gracias a la información hidroquímica e isotópica de los trabajos efectuados en cada una de las subcuencas de la cuenca del río Aysén. Posteriormente, su análisis permitió determinar las facies hidrogeoquímicas y relaciones hidráulicas entre las aguas subterráneas y superficiales.

1.4. CLIMA

La ubicación de la cuenca del río Aysén en la cordillera Patagónica y su variabilidad topográfica longitudinal, explican la fluctuación climática desde el océano Pacífico hacia la Pampa Patagónica. De esta forma, la cuenca es afectada al occidente por climas fríos costeros, sobre la cordillera de los Andes por climas de hielo por efecto de la altura y climas trasandinos hacia el este (Suazo, 2007).

Se distinguen 4 tipos de climas según la clasificación de Köppen (1948) obtenida desde la Dirección Meteorológica de Chile (Suazo, 2007):

1.4.1. Clima Templado Frío de Costa Occidental con Máxima Invernal de Lluvias

Se extiende a través de los canales australes y la ladera occidental de la cordillera andina, excluyendo los campos de hielo. La principal característica es la intensa precipitación que ocurre todo el año, en ocasiones superando los 4.000 mm, con el periodo más lluvioso de mayo a agosto, en el cual se registra cerca del 45% de la lluvia anual. Las temperaturas medias de los meses más fríos, raramente descienden de 4° C, las amplitudes térmicas no son muy elevadas.

1.4.2. Clima Continental Trasandino con Regeneración Esteparia

Este clima afecta a una franja de aproximadamente 40 km de ancho inmediatamente al oriente del límite de la anterior zona climática. Las precipitaciones medias anuales no sobrepasan los 1.000 mm (948 mm en Coyhaique). El período más lluvioso es de mayo a agosto y las bajas temperaturas invernales permiten que estas precipitaciones sean principalmente sólidas. La diferencia de temperatura entre el mes más cálido (enero) y el más frío (julio) es del orden de 12°C. La diferencia de temperatura diaria varía de 8° a 10 °C.

1.4.3. Clima de Hielo por Efecto de Altura

Corresponde a las zonas de los campos de hielo ubicadas a más de 800 m de altura, sobre la isoterma 0°C, es decir, las partes más altas de la cordillera de los Andes.

1.4.4. Clima de Estepa Fría

Se presenta en el extremo oriental de la cuenca donde las precipitaciones disminuyen y llegan a totales mensuales de agua caída inferior a 40 mm en los meses secos. Las precipitaciones invernales, debido a las bajas temperaturas, son casi exclusivamente de carácter sólido. La temperatura media anual es menor que los climas occidentales variando de 6° a 9° C.

1.5. TRABAJOS ANTERIORES

La geología de la región de Aysén ha sido estudiada por varios autores. Entre ellos, destaca el resumen de la estratigrafía del Jurásico al Cretácico Inferior de la región oriental de Aysén, efectuados por Suárez y De la Cruz (1994). Además, Bell y Suárez (1997) caracterizan en un anexo la estratigrafía del Jurásico al Cretácico Inferior de la cordillera andina oriental. Ambos estudios están enmarcados entre los 45° y 46° S.

Pankhurst y otros (1999) estudian al Batolito Norpatagónico, desde el punto de vista geoquímico y geocronológico, y establecen relaciones entre los episodios magmáticos y eventos tectónicos regionales a través de un modelo petrogenético.

Bartholomew y Tarney (1984), Bruce y otros (1991) y Pankhurst y Hervé (1994) indican que el Batolito Norpatagónico, está compuesto por plutones cuya edad varía desde el Jurásico al Mioceno con diferente señal geoquímica, que indica una compleja evolución tectónica.

Parada y otros (2001) realizan un estudio de las rocas volcánicas de edades entre el Mesozoico y Eoceno de la zona de trasarco de la región de Aysén. Identifican dos dominios magmáticos norte y sur, a partir de antecedentes geocronológicos, geoquímicos y características isotópicas de Sr- Nd.

De la Cruz y otros (2003), describen y mapean la geología del área Coyhaique-Balmaceda a escala 1:100.000. La caracterización, datación y asociación con formaciones contemporáneas, permitieron relacionarlas con el modelo geotectónico regional Meso-Cenoico.

Iannizzotto y otros (2003) analizan secuencias del Cretácico Inferior a través de tres perfiles al nororiente de la región de Aysén. Comparan las características litológicas y definen una serie de pulsos de deformación compresiva en la zona (110 y 80 Ma) y su asociación con los principales eventos volcano-sedimentarios regionales descritos.

Orihashi y otros (2004) estudian la actividad volcánica cuaternaria mediante dataciones K-Ar de los volcanes Hudson y Lautaro, situados al sur de la Zona Volcánica Sur y en el límite norte de la

Zona Volcánica Austral respectivamente, separados por un gap de 350 km. El volcán Hudson ha tenido una actividad compleja, con sobreimposición y añadidura de estructuras desde hace 1 Ma.

Suárez y De la Cruz (2007) levantan la geología del área Ñireguao-Baño Nuevo a escala 1:100.000, la que corresponde al sector noroccidental de la cuenca del río Aysén. Caracterizaron geoestructuralmente las unidades litoestratigráficas, incluyendo la descripción de los depósitos no consolidados de la zona.

1.6. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer la oportunidad otorgada por mi Profesora Patrocinante Msc. Liubow González, a quien además debo agradecer su consejo, paciencia y comprensión. También reconocer a los profesores Luis Arturo Quinzio Sinn y Abraham González Martínez por el tiempo y dedicación en la corrección de esta Memoria, que me permitió conocer y mejorar mi expresión escrita, la cual constituye un aspecto fundamental. Mi gratitud abarca a todos los docentes, funcionarios y administrativos del Departamento de Ciencias de la Tierra y del GEA, que me han aportado el conocimiento, valores y dedicación para convertirme en profesional.

Menciono especialmente la amistad y confianza de Don Luis Vásquez, que constantemente me ha auxiliado en los desafíos de la geomática. También a la Señora Lucy Henríquez Gallardo quien siempre está dispuesta a ayudar y escuchar a los alumnos. Al igual que a la empatía de la Señora Carolina Rojas Ovando, que siempre me asesora y ayuda a la distancia.

Al Dr. José Vargas y Msc. Rodrigo Aguayo del Departamento de Ingeniería Civil Hidráulica, que me brindaron información y asesoramiento. También al Dr. Pedro Hervé de Mina Invierno por sus valiosas recomendaciones.

Dejo para el final, el agradecimiento a mi familia magallánica y amigos que me brindaron su apoyo incondicional toda mi vida y carrera. Destaco el esfuerzo de mi madre y padre durante estos años. Al igual que la compañía y el ánimo dados a la distancia de la señorita Patricia Cárdenas y al desinteresado apoyo de su familia.

II. GEOMORFOLOGÍA

2.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

La Región de Aysén se enmarca en la quinta agrupación regional denominada “Región Patagónica y Polar del Inlandis Antártico”, la que se extiende desde el golfo de Ancud, por el Norte, hasta las islas Ramírez, por el Sur (Börgel, 1983). Esta región, debido a la acción combinada de la tectónica de hundimiento a escala geológica, junto a los efectos modeladores de origen glacial y climático, ha desarrollado una morfología característica de las principales unidades geomorfológicas regionales.

El relieve de la Región de Aysén se puede caracterizar en 5 unidades bien definidas de W a E (Figura 2.1).

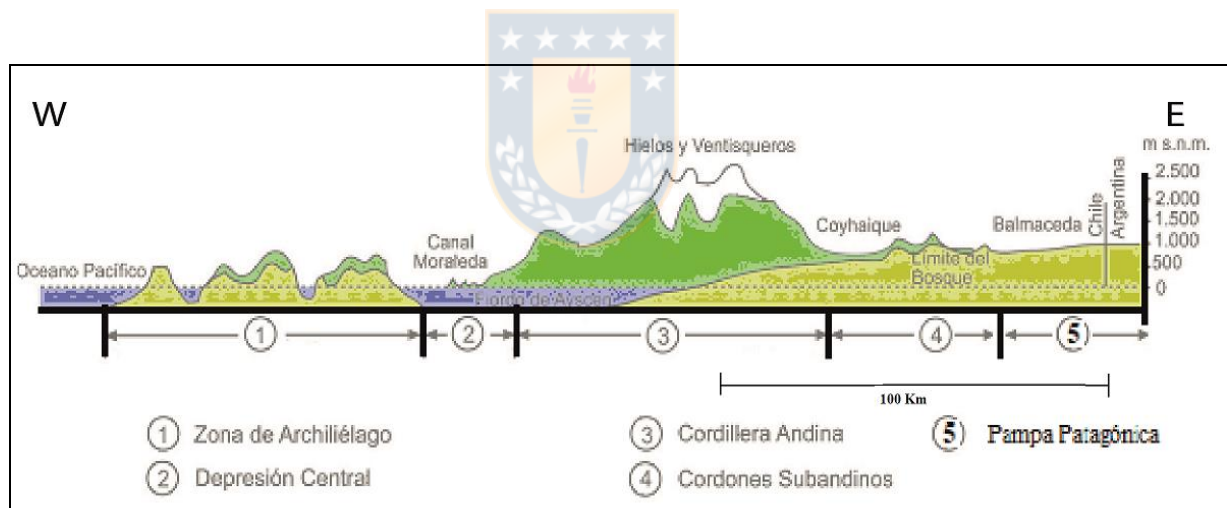


Figura 2.1. Unidades de relieve de la Región de Aysén (Modificado de Suazo, 2007, fuente: www.icarito.cl).

2.1.1. Zona de Archipiélago

Unidad física correspondiente a la prolongación hacia el sur de la cordillera de la Costa con orientación NS. Esta desmembrada en una densa red de canales y fiordos, los que enmarcan islas multiformes. La superficie emergida, fundamentalmente de roca metamórfica paleozoica y granítica mesozoica, es abrupta, carente de alteración y muy desgastada. Sus máximas alturas alcanzan alrededor de 1.200 m s.n.m. y un ancho aproximado de 100 km. Las áreas

depositacionales son escasas, pues la red de drenaje, muy poco desarrollada e incipiente, produce sólo algunos depósitos reducidos en las desembocaduras, así como planos cenagosos.

2.1.2. Depresión Central

Estructuralmente constituye la continuación de la depresión Intermedia de Chile Central, aun cuando su carácter morfológico es diferente, dado que en su mayor parte se encuentra bajo el nivel del mar. A esta unidad pertenece el canal de Moraleda y el golfo Elefante. Sus secciones emergidas corresponden a islas de baja altura y el puente sedimentario del istmo de Ofqui.

2.1.3. Cordillera de los Andes

Aparece como la unidad más importante y de mayor dimensión, revistiendo un carácter tanto continental como insular. Su topografía es abrupta, con presencia de estrechas gargantas, así como escasos y reducidos planos deposicionales intermontanos. Tiene grandes sectores cubiertos por hielo, el cual fluye en forma de glaciares hacia la zona inferior de las laderas de los valles. Al sur del río Aysén, las cumbres son más elevadas, aunque no superan los 2.000 m s.n.m, los glaciares alcanzan un mayor desarrollo y continuidad. El cordón andino está conformado por una cadena de grandes volcanes (Hudson, Melimoyu, Macá, entre otros). Por lo general poseen un cuerpo glaciar que labra sus cumbres.

2.1.4. Cordones Andinos Orientales

Unidad física también llamada Precordillera puesto que se desprende del macizo andino, hacia el este, en una serie de cordones transversales, los cuales aparecen alternados con valles de sobreexcavación glacial. Estos cordones que se superponen a los extremos occidentales de los relieves pampeanos, constituyen una franja de transición, generalmente formando relieves de tipo cuestras. Por esta razón, las laderas presentan tanto pendientes fuertes como suaves en frentes y dorsos de cuestras. Aquí se desarrollan los valles más amplios, con relleno sedimentario profundo. Se compone de rocas estratificadas de edades del Mesozoico y Cenozoico.

2.1.5. Pampa Patagónica

Unidad que se ubica en la zona oriental de la cuenca, caracterizada por un paisaje montañoso y plano, con altitudes medias entre 400-700 m s.n.m. Está formado principalmente de depósitos glaciares, fluvioglaciares y glaciolacustres, sobre los cuales asoman algunos cerros islas cuyo número y altura decrece hacia la frontera con Argentina.

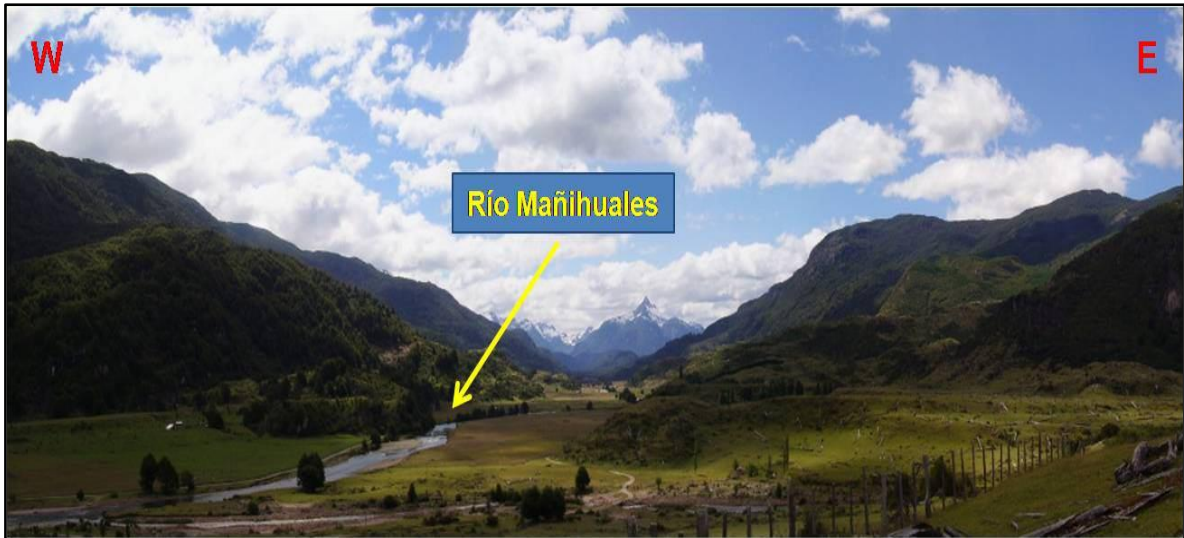
2.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

La cuenca del río Aysén se ubica en la cordillera de los Andes, en la Precordillera y la Pampa Patagónica. El avance y retroceso de los hielos en la zona de estudio ha modelado el relieve actual, conservando los restos de la última glaciación pleistocénica (Saavedra, 2009). Entre las principales geoformas glaciares de erosión se encuentran los circos glaciares que corresponden a estructuras en forma de U, localizadas en las altas cumbres de la cordillera de los Andes y Precordillera, ocupando las cabeceras de valles e interfluvios (Fotografía 2.1).



Fotografía 2.1. Circo glaciar ubicado en el sector noroccidental de la cuenca del río Mañihuales (Extraída de Saavedra, 2009).

Las artesas glaciares son el principal rasgo geomorfológico erosivo y sus diferentes orientaciones delimitan las frecuentemente a las cuencas del área de estudio. Los valles glaciares tienen paredes verticales, con fuerte desnivel entre el fondo del valle y su borde superior, y en algunos casos, sobrepasan los 600 m de altura (Saavedra, 2009) (Fotografía 2.2).



Fotografía 2.2. Artesa río Mañihuales con dirección NS en ese tramo (Extraída de Saavedra, 2009).

Entre las geoformas glaciares de acumulación más importantes están las morrenas, que constituyen acumulaciones de till glacial, las cuales se clasifican según el proceso de sedimentación del glaciar (Vásquez, 2012). Las morrenas terminales son aquellas formadas por los depósitos de till dentro del frente glacial, las que comúnmente poseen forma lobular y sirven para definir máximos avances glaciares. De este modo, Mardones y Gana (2009) identifican al menos 4 sistemas morrénicos frontales al oriente de la cuenca del río Aysén, en los sectores de Balmaceda, lago Castor, lago Pollux y en el valle del río Coyhaique. También identifican estas geoformas al oriente de los lagos Elizalde, La Paloma y Atravesado.

Mardones y Gana (2009) correlacionaron las morrenas frontales del extremo oriental del área de estudio con dataciones C^{14} de morrenas situadas en el lago Buenos Aires, separándolas en dos frentes morrénicos distintos depositados antes de los 760 Ka y en el rango entre los 760 y 109 Ka. Los frentes morrénicos del sector Baño Nuevo y Coyhaique Alto, serían contemporáneos a estos últimos (Suárez y de la Cruz, 2007). Mientras que los depósitos morrénicos del lago Elizalde y el sector oriental cordillerano, están correlacionados con el Último Máximo Glacial (20,1 Ka) y con un evento tardiglacial (9,4 Ka) (Mardones y Gana, 2009).

Thompson y otros (2002) señalan que en la Patagonia ocurrieron más de 40 glaciaciones desde el Mioceno. Las Gravas de la Meseta Boscosa, están dispuestas en las cimas de los cerros orientales, fueron originadas en los eventos glaciares miocenos (Suárez y de la Cruz, 2007).

III. MARCO GEOLÓGICO

3.1. GEOLOGÍA REGIONAL

Según Niemeyer y otros (1984) la configuración geológica de la Región de Aysén evidencia 3 dominios bien definidos: el dominio occidental, caracterizado por el basamento metamórfico de edad Triásico Superior, que corresponde a un complejo de subducción (Hervé y otros, 1981); el dominio central, integrado por el Batolito Norpatagónico (Jurásico al Mioceno) y rocas volcánicas del Mioceno al Reciente; y finalmente el dominio oriental, emplazado en la Precordillera, conformado por rocas volcánicas con intercalaciones de rocas sedimentarias de edades del Mesozoico y Cenozoico (Figura 3.1).

Hervé y otros (2007) dividen el basamento metamórfico regional en dos complejos diferenciados según su localización, edad de protolito, condiciones de metamorfismo y características estructurales, en el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) y Complejo Metamórfico Los Chonos (CMC). El CMAO se extiende desde el lago General Carrera (46°S) hasta el extremo norte del Campo de Hielo Sur (49°S) (Hervé y otros, 2008). Está constituido mayoritariamente por filitas, esquistos, niveles de mármoles y en menor proporción por metabasitas, metaconglomerados, metarenitas y metapelitas. El bajo grado de metamorfismo varía desde las facies prehnita-pumpeyita hasta esquistos verdes y sus características estructurales permiten asociarlo a un ambiente tectónico acrecionario, cuyo protolito formó parte de un margen pasivo (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2008). Tanto por su registro fosilífero como por sus mediciones isotópicas llevadas a cabo por distintos autores, se acota una edad del Ordovícico Medio al Carbonífero Superior con una edad de metamorfismo entre el Pensilvaniano y el Pérmico (De la Cruz y otros, 2004; De la Cruz y Suárez, 2008; Hervé y otros, 2008).

El Complejo Metamórfico los Chonos (CMC) definido por Hervé y otros (1981) se ubica en la vertiente occidental del Batolito Norpatagónico desde el sur del golfo del Corcovado hasta el golfo de Penas. Consiste principalmente en metaturbiditas de abanicos submarinos con restringidas ocurrencias de esquistos máficos, metabasitas y metachert (Charrier y otros, 2007; Hervé y otros, 2008). Su edad de depositación es acotada al Triásico Superior por su contenido fosilífero y

dataciones isotópicas U-Pb en zircones detríticos utilizando SHRIMP (Fanning, 2001 en Hervé y otros, 2007). Las condiciones de metamorfismo son de alta P-T, permiten interpretarlo como un complejo de subducción que estuvo activo a partir del Jurásico Inferior (Charrier y otros, 2007; Hervé, 2008; Quiroz y Bruce, 2010).

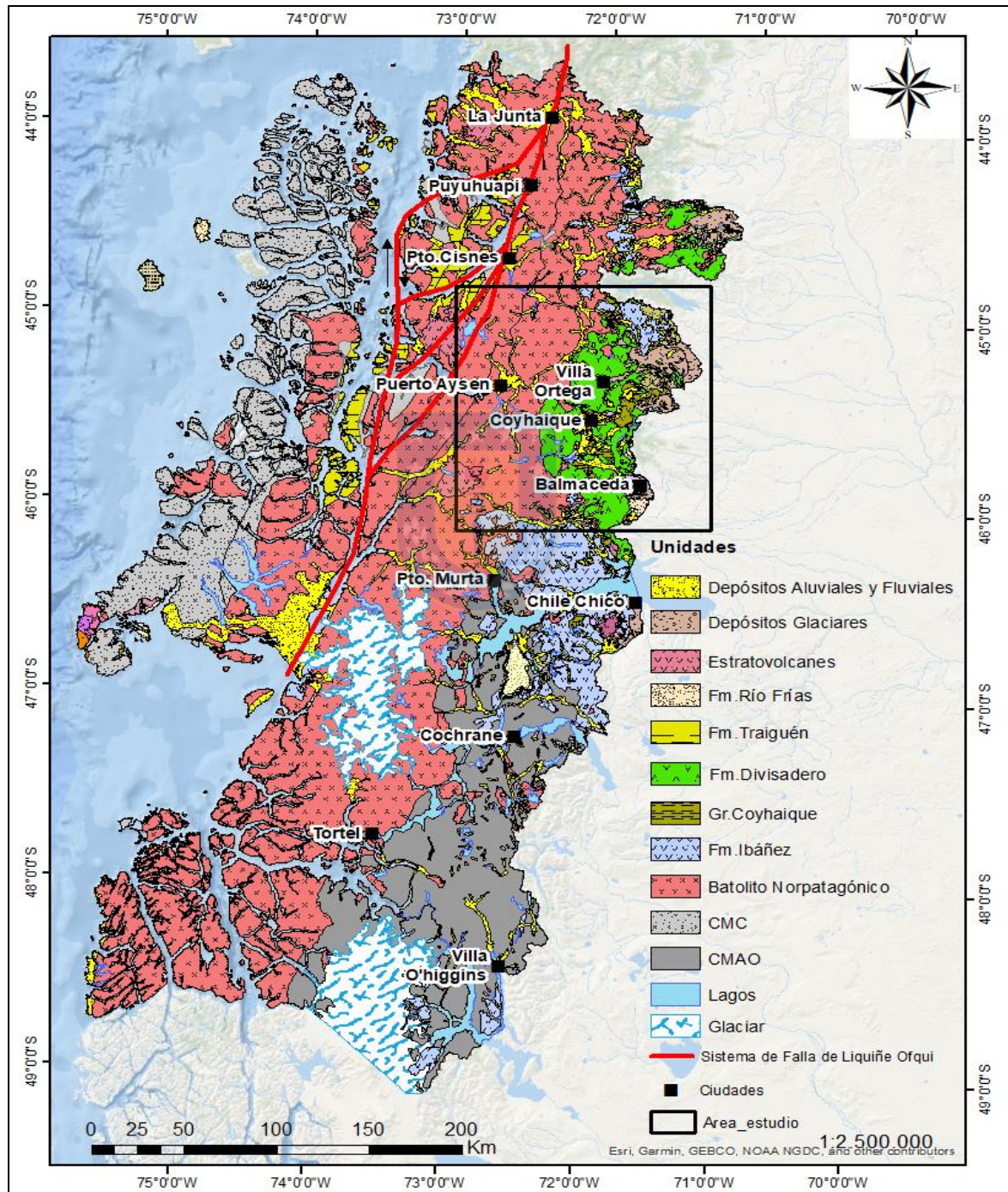


Figura 3.1. Mapa Geológico Regional (Modificado SERNAGEOMIN, 2003).

Durante el Jurásico superior al Cretácico Inferior se produjeron continuas erupciones volcánicas de estratovolcanes, calderas y conos subaéreos que dieron origen a rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición ácida e intermedia de la Formación Ibáñez. Definida originalmente por Niemeyer y otros (1975 en De la Cruz y otros, 2003) como un extenso volcanismo continental en un tectonismo extensional evidenciado en toda la Patagonia, sin embargo, su naturaleza calcoalcalina indicaría un ambiente relacionado a procesos de subducción (Suárez y otros, 1999 en De la Cruz y Suárez, 2008)

A fines del Jurásico Superior hasta el Aptiano ocurre una transgresión marina somera que rodea a las estructuras volcánicas sincrónicas dando origen a la Cuenca de Aysén (De la Cruz y Suárez, 2008). Esta transgresión marina es representada por el Grupo Coyhaique, cuya unidad basal corresponde a calizas, areniscas, lutitas y tobas, con fósiles marinos de la Formación Toqui (Berriasiano-Valanginiano). A medida que se profundiza la cuenca se depositan lutitas negras fosilíferas de la Formación Katterfeld (Valanginiano-Hauteriviano). Posteriormente se produce el retroceso de la línea de costa, lo que permite la depositación de areniscas de color gris a gris verdoso de la Formación Apeleg (Hauteriviano-Aptiano inferior). Finalmente, de manera simultánea a esta última formación se producen decenas de erupciones freatomagmáticas de composición andesítica y basáltica del Complejo Volcánico Baño Nuevo (Aptiano inferior) (Suárez y De la Cruz, 2007).

En el Aptiano, junto a la inversión tectónica de la Cuenca de Aysén, se emplazan calderas y estratovolcanes, cuyos depósitos volcánicos y piroclásticos de composición ácida a intermedia forman parte de la Formación Divisadero. Los intrusivos asociados a las raíces de este volcanismo son representados por el Granito Lago Largo, Hipabisales San Antonio y Machi Aserradero, los que están relacionados espacial y temporalmente con el Batolito Norpatagónico (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y De la Cruz, 2007).

Los plutones del Batolito Norpatagónico, compuestos principalmente por granitoides de hornblenda-biotita y tonalitas, y en menor medida de dioritas de hornblenda al sureste de Puerto Aysén, intruyen de manera episódica desde el Jurásico Superior hasta el Pleistoceno a las unidades de origen metamórfico, sedimentario y volcánico sobreyacentes (Pankhurst y otros, 1999; Suárez y De la Cruz, 2007).

En el Mioceno Inferior, el tectonismo transpresivo ligado a la actividad de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO) provoca el alzamiento andino, pliegues de crecimiento y cambio de sentido de drenaje hacia el este. Durante el Mioceno hasta finales del Pleistoceno se desarrollaron múltiples glaciaciones, emplazándose decenas de metros de depósitos supraglaciares, subglaciares y proglaciares como producto de la meteorización y erosión de la elevada cadena montañosa andina y las unidades litológicas preexistentes. Finalmente, con el retiro de los campos de hielo, se producen caudalosos ríos, debido al rápido retroceso de sus cabeceras, lo que induce a múltiples capturas que cambiaron la dirección del drenaje hacía el oeste (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2. GEOLOGÍA LOCAL.

La cuenca del río Aysén está conformada en su sector occidental, casi exclusivamente por el Batolito Norpatagónico, presente en el 39% del área de estudio. Las unidades litoestratigráficas meso-cenozoicas que afloran predominantemente en el sector oriental son: la Formación Divisadero (27%), Formación Ibáñez (7%) y Grupo Coyhaique (3%). Entre los depósitos del Neógeno y Cuaternario destacan en extensión areal los depósitos glaciares (12%) y los depósitos aluviales, coluviales y fluviales (10%) (Figura 3.2). Se distribuyen en su mayoría a lo largo de quebradas, bordes de lagos y rellenando el fondo de los valles de la zona (Suazo, 2007).

3.2.1. Rocas Estratificadas.

3.2.1.1. Formación Ibáñez (Jurásico Superior-Hauteriviano temprano).

Esta unidad, definida formalmente por Niemeyer y otros (1984), está constituida por rocas volcanoclásticas y volcánicas, de composición ácida a intermedia. Sobreyace en discordancia angular a rocas del Complejo Metamórfico Andino Oriental e infrayace concordantemente y en disconformidad a sedimentitas marinas diacrónicas del Titoniano y Berriasiano. También subyace en discordancia de erosión a la Formación Divisadero. Son rocas predominantemente piroclásticas de composición dacítica y riolítica con intercalaciones de lavas andesíticas, andesítica basáltica y basálticas muy escasas, de tendencia calcoalcalina. Hacia el techo se intercala con rocas sedimentarias fosilíferas de origen marino (Niemeyer y otros, 1984; Suárez y De la Cruz, 2007).

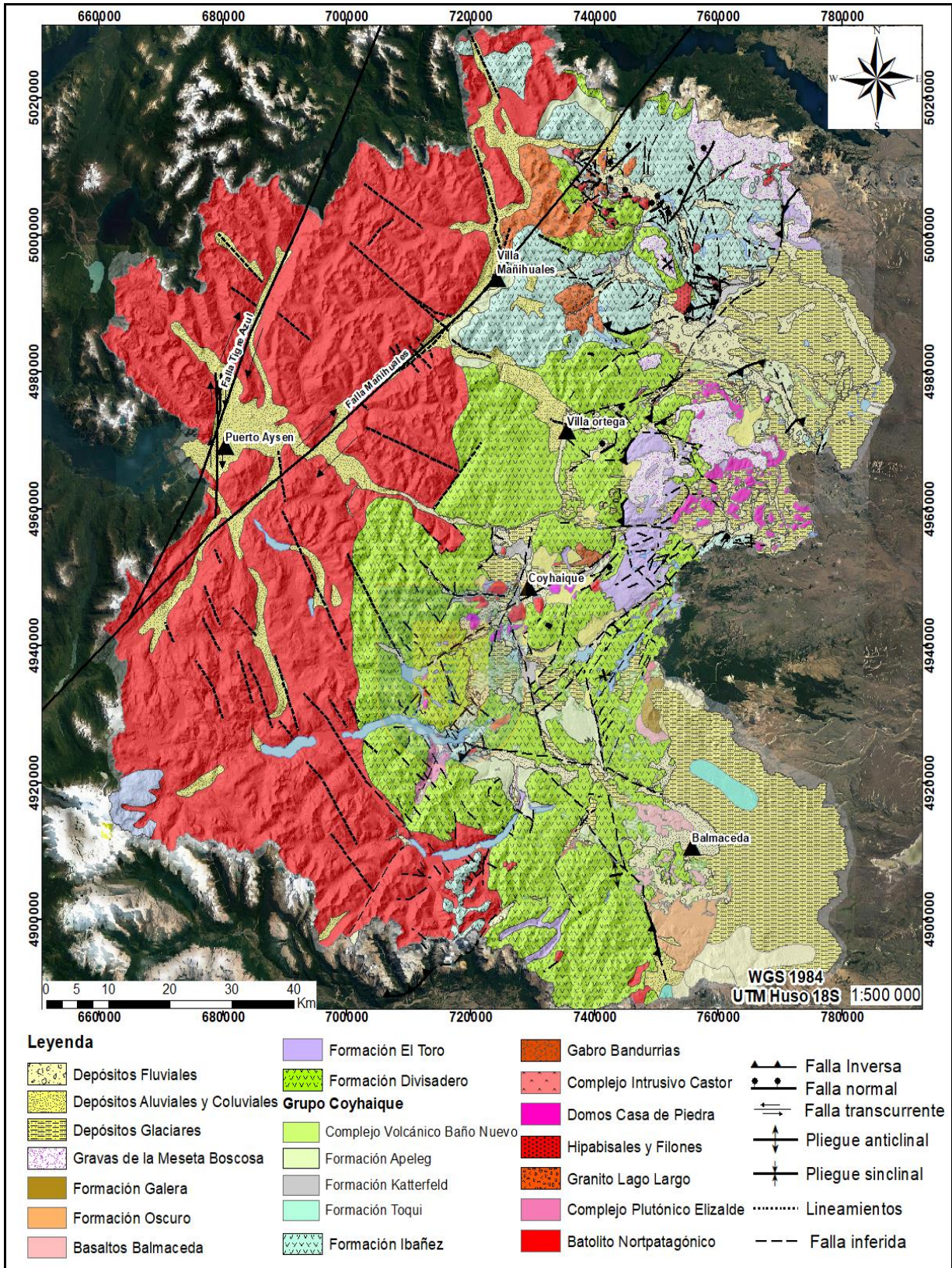


Figura 3.2. Mapa Geológico de la cuenca del Río Aysén (Modificado de SERNAGEOMIN, 2003).

Debido a la edad jurásica, al origen principalmente piroclástico y composición ácida de esta Formación, diferentes autores la incluyeron dentro de la Provincia Ígnea de Chon Aike de composición principalmente riolítica, de volcanismo activo desde el Jurásico Inferior al Jurásico Medio cubriendo gran parte de la Patagonia y Antártica. Su génesis se relaciona con la segmentación del supercontinente Gondwana a través de plumas mantélicas y fusión cortical (Baker y otros, 1981; Pankhurst y otros, 1998).

Sin embargo, la composición calcoalcalina de esta Formación, las dataciones del Kimmerigiano en área del lago General Carrera, sus relaciones de contacto con el Grupo Coyhaique y su relación espacial con el Batolito Nortpatagónico, indican un magmatismo generado por el proceso de subducción en el rango de edad desde el Kimmeridgiano al Hauteriviano temprano (Pankhurst y otros, 2000; Suárez y De la Cruz, 2007).

En el área de estudio, esta unidad aflora en el sector oriental cubriendo menos del 7 % de la cuenca, mayormente en el sector nororiental de la cuenca del río Mañihuales. Se compone de 4 miembros (Suárez y De la Cruz, 2007):

3.2.1.1.1. Volcanitas El Zorro (Jurásico Superior-Berriasiano temprano)

Sucesión piroclásticas ignimbrítica de composición riolítica y dacítica, con lavas andesítico-basálticas, expuestas en las nacientes del río Coyhaique en el extremo sur central de la zona, cuya potencia máxima es 250 m (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.1.2. Complejo Volcánico Cerro Trinchera (Jurásico Superior-Berriasiano)

Se compone principalmente de lavas (dacíticas, andesítica y basálticas) y rocas piroclásticas incluyendo ignimbritas y tobas de caída. Incluye además depósitos de flujos de detritos y tufitas. Aflora al noreste del área de estudio, en las nacientes del río Ñireguao, con paquetes de tobas rojizas. En el cerro Trinchera, afloran lavas andesíticas, localmente basálticas, con abundante clino y ortopiroxeno. En ciertos sectores se encuentran cloritizadas, epidotizadas y en ocasiones albitizadas (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.1.3. Domos Lago Diunco (Jurásico Superior-Berriasiano)

Unidad constituida por domos en su mayoría ácidos, ignimbritas e intercalaciones de brechas andesíticas. Afloran en los alrededores de los lagos Zapata, Diunco, Riquelme y al sur del lago Misterioso. Alcanza una potencia expuesta de hasta 400 m y subyace en discordancia de erosión a la Formación Toqui (Suárez y de la Cruz, 2007).

3.2.1.1.4. Complejo Volcánico Lago Norte (Jurásico Superior al Valanginiano tardío-Hauteriviano temprano).

Complejo constituido por rocas volcánicas, piroclásticas y lavas, con algunos cuerpos hipabisales e intercalaciones discontinuas de rocas piroclásticas, coquinoídeas y fosilíferas en los niveles inferiores. Aflora en el sector de los lagos Norte y Misterioso, y al sur de la confluencia de los ríos Ñireguao y el Gato. Subyace concordantemente a las coquinas de la Formación Toqui y lutitas de la Formación Katterfeld, además subyacen en paraconcordancia a la Formación Divisadero. Alcanza una potencia máxima expuesta de 700 m (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.2. Grupo Coyhaique.

Definido por Haller y Lapido (1980 en Suárez y De la Cruz, 2007), consiste en una secuencia de rocas sedimentarias marinas, principalmente siliciclásticas con niveles calcáreos en su base. Este grupo está compuesto por cuatro unidades litoestratigráficas: Formación Toqui, Formación Katterfeld, Formación Apeleg y Complejo Volcánico Baño Nuevo.

3.2.1.2.1. Formación Toqui (Berriasiano-Hauteriviano temprano).

Esta unidad es definida por Suárez y De la Cruz (1994) como rocas sedimentarias y piroclásticas, distribuidas en la naciente del río Toqui, en el sector del Distrito Minero Toqui. Los afloramientos tienen un espesor entre 50 a 215 m. Representa el inicio de la trasgresión marina somera, en una cuenca extensional de trasarco, sincrónico al volcanismo de la Formación Ibáñez. Sobre la base del contenido faunístico, análisis isotópicos y relaciones de contacto se le asigna una edad de Berriasiano al Valanginiano tardío/ Hauteriviano temprano (Suárez y De la Cruz, 2007).

Consta de dos miembros de origen marino y uno volcánico (Suárez y De la Cruz, 2007):

A) Miembro Calcáreo

Está constituido principalmente por areniscas calcáreas, en su mayor parte de coquinoideas que afloran en potentes bancos de espesor mínimo de 20 m, en la confluencia del estero Los Mallines y el río Norte, al NW de la localidad de Ñireguao. Son rocas calcáreas tipo grainstones y packstones con espinas de equinodermos, bivalvos y restos de corales. Se dispone en contacto transicional (engrana) con la Formación Ibáñez, representando una transgresión somera marina, durante el Berriasiano (Suárez y De la Cruz, 1994).

B) Miembro Arenoso

El miembro intermedio de la Formación Toqui está compuesto por arenisca volcánica con fósiles marinos del Berriasiano tardío, areniscas calcáreas con estratificación cruzada de grano grueso a conglomerádicas y depósitos piroclásticos. Se dispone concordante sobre el miembro arenoso y Formación Ibáñez, aunque localmente en discordancia erosiva en onlap sobre esta última, lo que posiblemente se deba a una transgresión marina que erosionó la estratificación primaria inclinada de estructuras de origen volcánico como, por ejemplo, conos volcánicos (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y De la Cruz, 1994).

C) Miembro Piroclástico

Compuesto por tobas y depósitos piroclásticos retrabajados (tufitas), con escasas intercalaciones de calizas. Engrana lateralmente con el Miembro Arenoso, sobreyaciendo e infrayaciendo concordantemente al Miembro Calcáreo y Formación Katterfeld, respectivamente. De esta forma se le otorga la edad Valanginiano al Hauteriviano temprano (Suárez y De la Cruz, 1994).

Litológicamente está constituido por tobas de caída de lapilli y de ceniza, probables ignimbritas y brechas volcánicas. También incluye tufitas, areniscas y limonitas volcánicas que se interpretaron como turbiditas. Se interpretan como depósitos marinos someros (Suárez y De la Cruz, 1994).

3.2.1.2.2. Formación Katterfeld (Valanginiano-Hauteriviano).

Es definida por Ramos (1976 en Suárez y De la Cruz, 2007) como unidad compuesta fundamentalmente por lutitas y limolitas negras a gris oscuro, localmente con fósiles marinos. Son rocas muy quebradizas y fisibles, pero en ocasiones se puede apreciar laminación paralela. Muy localmente, se distinguen niveles de tobas de caída de ceniza y delgadas intercalaciones de areniscas, que han sido interpretadas como turbiditas finas. En general, no supera los 600 m de potencia (Suárez y De la Cruz, 2007).

Aflora principalmente en el Distrito Minero Toqui, noroeste de la localidad de Baño Nuevo y oeste de Coyhaique. Sobreyace concordantemente a la Formación Toqui, en ocasiones directamente sobre la Formación Ibáñez. Infrayace concordantemente a la Formación Apeleg, aunque a veces engranan de forma lateral o transicional (Suárez y De la Cruz, 2007).

Su engrane lateral con la Formación Apeleg permite deducir un ambiente de depositación de prodelta, para al menos parte de la Formación Katterfeld. En otros casos se interpreta un ambiente de plataforma marina para esta unidad (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y De la Cruz, 2007).

La edad de asociaciones de amonoideos del Valanginiano tardío en la sección inferior de esta Formación, sumado a la identificación de *Favrella* sp. en tramos intermedios, podrían sugerir un rango entre Valanginiano y Hauteriviano (De la Cruz y otros, 2003). Está intruida por diques andesíticos, contemporáneo o levemente más joven, posiblemente de la Formación Divisadero. Se le asigna una edad Valanginiano a Hauteriviano (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.2.3. Formación Apeleg (Hauteriviano-Aptiano temprano)

Unidad definida por Ploszkiewicz y Ramos (1977) en el valle de Apeleg, localizado en territorio argentino. Está compuesta principalmente por areniscas de origen marino, fosilíferas de grano medio a fino, bien seleccionadas de color verde a marrón, con intercalaciones de lutitas negras y grises, particularmente en los niveles inferiores. Las areniscas son líticas muy bioturbadas, con mucho mayor porcentaje de plagioclasas que de cuarzo, cuya baja porosidad se debe

principalmente a la cementación calcárea y a las profundidades alcanzadas. Localmente, exhibe intercalaciones calcáreas coquinoideas y delgadas intercalaciones de conglomerados (Suárez y De la Cruz, 2007).

Sus afloramientos se distribuyen principalmente hacia el sector norte del lago La Paloma, sector El Blanco, en la subcuenca del río Simpson, y en la localidad de Baño Nuevo. En la zona alcanza espesores de hasta 400 m (De la Cruz y otros, 2003). Sin embargo, fuera del área, se han medido hasta 1300 m, tal como ocurre entre el arroyo El Gato y río Senguer en Argentina (Ramos 1981 en Suárez y De la Cruz, 2007).

Se disponen en contacto concordante y transicional con la Formación Katterfeld hacia la base. Infrayace a la Formación Divisadero en paraconformidad (nacientes del río Emperador Guillermo). La relación de contacto con el Complejo volcánico Baño Nuevo (Aptiano inferior) por intrusión en sedimentos húmedos, la identificación de fósiles guía amonoideos del Aptiano, en los sectores de cerro Bayo y lago General Carrera (fuera del área de estudio) y la identificación del fósil guía *Favrella* sp., en la zona nororiental de la cuenca, permiten asignar una edad del Hauteriviano al Aptiano temprano (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.3.4. Complejo Volcánico Baño Nuevo (Aptiano temprano).

Definido por Suárez y De la Cruz (2007) está compuesto de tobas, brechas volcánicas, lavas de composición andesítico-basáltica, cuerpos macizos de brechas y basaltos de olivino. Aflora en el sector nororiental de la cuenca en alrededor de 50 pequeños cerros aislados en la Pampa Patagónica, algunos llegan a tener diámetros de 1 km y alturas mayores a 100 m sobre la llanura del relieve pampeano (Suárez y De la Cruz, 2007).

Se reconoce un contacto por intrusión en sedimento húmedo con la Formación Apeleg. Presenta conos, cuellos y filones emplazados en areniscas, con fracturamiento por explosiones freatomagmáticas. Sobre la base de su datación isotópica U-Pb SHRIMP en circones de $120,5 \pm 0,93 \text{Ma}$ y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola, su edad es acotada al Aptiano temprano (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.4. Formación Divisadero (Aptiano tardío).

Esta formación definida por Heim (1940 en De la Cruz y otros, 2003) en el cerro homónimo, ubicado al sureste de Coyhaique, comprende una sucesión de rocas volcanoclásticas de composición riolítica, dacítica y en menor medida andesíticas, con intercalaciones de lavas y cuerpos hipabisales asociados con un quimismo calcoalcalino. También posee algunos niveles sedimentarios continentales de origen fluvial, lacustre y eólico. En la mayoría de los casos se dispone en paraconformidad sobre la Formación Apeleg, aunque en ocasiones la sobreyace en discordancia de erosión y en contacto por falla. Subyace a la Formación El Toro y a los Basaltos Balmaceda en discordancia de erosión. Es intruida por el Granito Lago Largo, por los cuerpos Hipabisales Machi Aserradero, por los Domos Casa de Piedra y Batolito Norpatagónico (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y De la Cruz, 2007).

En la subcuenca del río Blanco, se describen principalmente como brechas volcánicas matriz soportadas, verdosas, polimícticas con clastos angulosos a subredondeados de tamaños entre 1 y 5 cm. Además, presenta niveles epidotizados, núcleos de calcita, lavas dacíticas y basaltos columnares en el sector entre el lago Elizalde y río La Paloma (Suazo, 2007). La potencia máxima alcanzada se ubica al suroeste del lago Elizalde llegando a 1500 m (De la Cruz y otros, 2003; Suazo, 2007).

En la subcuenca del río Simpson, esta formación está compuesta en mayor medida de andesitas porfídicas con matriz afanítica que varía a brecha andesítica lítica. También se distinguen tobas líticas porfídicas de grano medio, clastos angulosos inferiores a 1 cm y matriz bien compacta. En su localidad tipo presentan una potencia mínima de 800 m y en los cerros del oeste de la localidad de Balmaceda alcanzan una potencia de 1300 m (Contreras, 2013; De la Cruz y otros, 2003).

Según las dataciones isotópicas de K-Ar (biotita), que varían entre 118 ± 4 Ma y 113 ± 3 Ma, además de las edades U-Pb SHRIMP en circones de ignimbritas en su localidad tipo ubicadas en la base de esta Formación, se acota su edad a Aptiano tardío. Se interpretan como depósitos de ambiente volcánico subaéreo con calderas y estratovolcanes, que incluyen depósitos fluviales efímeros, lacustres, flujos de barro y paleosuelos (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.5. Formación El Toro (Campaniano).

De la Cruz y otros (2003) la definen en su localidad tipo inmediatamente al este de la laguna El Toro, como una asociación volcánica subaérea formada por lavas principalmente andesíticas, basálticas, en menor proporción dacíticas, en ocasiones con estructuras columnares bien desarrolladas, diques y cuellos volcánicos de color gris oscuro (Suárez y De la Cruz, 2007).

En la subcuenca del río Simpson aflora de forma extensa en los cerros al noreste de la ciudad de Coyhaique, al igual que en los cerros Bayo y Negro Boscoso al noreste de la cuenca en estudio. Contreras (2013) las describe como basaltos de piroxeno y anfíbol, subordinadamente con olivino, de textura porfídica y masa fundamental afanítica, con dimensiones de cristales que no superan los 2 mm. También está constituida en menor proporción, de andesita de piroxeno de color verde, textura porfídica y masa fundamental afanítica. El espesor máximo en su localidad tipo es de 450 m y se dispone sobreyaciendo a la Formación Divisadero en discordancia de erosión (Contreras, 2013; De la Cruz y otros, 2003)

Sobre la base de edades K-Ar (roca total), que varían entre 82 ± 2 Ma y 75 ± 2 Ma, esta unidad pertenece al Campaniano (De la Cruz y otros, 2003). Su emplazamiento es relacionado a procesos de subducción debido a su señal calcoalcalina. El volcanismo se evidencia especialmente por lavas, abundantes conductos alimentadores, diques y cuerpos subvolcánicos e intrusivos asociados, lo que constituiría las raíces del volcanismo de esta unidad (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.6. Basaltos Balmaceda (Paleoceno Superior-Eoceno Medio).

Definida por Suárez y otros (1996 en De la Cruz y otros, 2003) como lavas basálticas de olivino que afloran al oeste de la localidad de Balmaceda, con un espesor máximo de 150 m. Se disponen de forma subhorizontal, levemente inclinadas hacia el norte e infrayace a rocas de la Formación Río Frías. Son generalmente macizas o brechizadas y localmente cordadas, lo que sugiere que se depositaron sobre un cuerpo subácuo contemporáneo al volcanismo. En la zona de estudio afloran principalmente como coladas basálticas localmente cordadas (nacientes del río Simpson) o

almohadilladas (orillas del camino entre villa El Blanco y Balmaceda), dispuestas en discordancia de erosión sobre la Formación Divisadero (De la Cruz y otros, 2003).

Demant y otros (1996 en De la Cruz y otros, 2003) sugieren un origen en un contexto tectónico extensional incipiente, debido a la composición basáltica con afinidad toleítica y basaltos alcalinos con una señal típica astenosférica. Según dataciones K-Ar (roca total), que van desde $58,8 \pm 2,0$ Ma a $46 \pm 2,0$ Ma, su edad es acotada al Paleoceno Superior-Eoceno Medio (De la Cruz y otros, 2003).

3.2.1.7. Formación Oscuro (Mioceno temprano).

Definida informalmente por Ray (1996 en De la Cruz y otros, 2003); es una sucesión de tobas riocáciticas y rocas epiclásticas, mal consolidadas y deleznales, que afloran en el valle del río Oscuro, al sur de Balmaceda. En la zona de estudio, sobreyace a Basaltos Balmaceda, en paraconformidad y localmente en disconformidad, exhibiendo alrededor de 100 m de potencia máxima. En la zona de Meseta Boscosa sobreyace directamente a la Formación Apeleg en discordancia de erosión (De La Cruz y otros, 2003).

Según Ploszkiewicz y Ramos (1997 en De la Cruz y otros, 2003) se correlaciona litológicamente con la Formación Río Frías de edad Mioceno temprano, de acuerdo a una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de 17 Ma, en la localidad tipo ubicada en la zona de Alto Río Cisnes. La Formación Oscuro es interpretada como una sucesión de tobas y depósitos fluviales acumulados en una planicie aluvial, relativamente alejada de centros volcánicos activos con erupciones plinianas a subplinianas (Ray, 1996 en De la Cruz y otros, 2003).

3.2.1.8. Formación La Galera (Mioceno medio-superior).

Espinosa y Fuenzalida (1971 en De la Cruz y otros, 2003), la definen como secuencia sedimentaria semiconsolidada, constituida por conglomerados, principalmente clastosoportados, imbricados con intercalaciones lenticulares de areniscas conglomerádicas con estratificación cruzada. Aflora a 30 Km al SE de la ciudad de Coyhaique, en su localidad tipo cerro La Galera (De la Cruz y otros, 2003).

La Formación La Galera forma una secuencia subhorizontal de 500 m de espesor mínimo. Sobreyace en paraconformidad a los Basaltos Balmaceda, mientras que lo hace de forma discordante a la Formación Ibáñez, a Formación Oscuro y a Domos Casa de Piedra. Se encuentra sobreyacida en discordancia por las Gravas de la Meseta Boscosa y depósitos morrénicos pleistocénicos (Suárez y De la Cruz, 2007).

Esta formación se habría depositado en canales y barras de ríos trezados de alta energía, y desarrollo ocasional de depósitos de llanura aluviales, en el Mioceno medio a superior, debido a su continuidad con la Formación Pedregoso, en Argentina (Suárez y De la Cruz, 2007). Esta última posee una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa en una toba es de $18\pm 0,15$ Ma, 50 km al sur del cerro La Galera (Dal Molin y Franchi, 1996 en Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.9. Depósitos Plioceno-Holoceno.

3.2.1.9.1. Gravas de la Meseta Boscosa (Plioceno-Pleistoceno).

Definida por Suárez y De la Cruz (2007) en su localidad tipo en la Meseta Boscosa, corresponde a depósitos clásticos mal seleccionados compuestos por grava, arena y limo, dispuestos caóticamente sin estructura primaria. Es polimítica, cuyos clastos provienen mayoritariamente de rocas volcánicas de composición andesítica, riolítica, dacítica y en menor cantidad granítica, con evidencias de acción glacial. Constituyen la cubierta de gravas en la zona superior de los cerros, generalmente sobre los 1000 m de altura, correspondiendo a la actual superficie de erosión (Suárez y De la Cruz, 2007). Al norte del cerro La Meseta, se reconocen una sucesión de gravas clastosoportadas subhorizontales de 20 m de espesor (Suárez y De la Cruz, 2007).

Aflora en los cerros Majestuoso, Los Huemules, Trinchera, Bayo y Meseta Pedregosa. Sobreyace en discordancia a las formaciones La Galera, Divisadero, El Toro, Domos Casa de Piedra y a la unidad de hipabisales y filones. En ocasiones posee imbricación de sus clastos hacia el NNE, indicativa de paleocorrientes dirigidas en este sentido. Debido a sus relaciones estratigráficas y su evidente influencia glacial, se asigna una edad máxima post Mioceno que constituye la edad de la glaciación terciaria más antigua registrada en la Patagonia (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.9.2. Rocas Volcánicas Recientes.

Esta unidad es producto de la actividad del volcán Hudson, ubicado sobre el límite suroccidental de la cuenca del río Blanco. Estos depósitos son descritos fundamentalmente como basaltos, andesitas, andesitas basálticas, dacitas, brechas andesíticas y escorias, distribuidas en los flancos del volcán y en las quebradas aledañas (Orihashi y otros, 2004).

Las edades de las rocas más antiguas varían desde $3,8 \pm 3$ Ma a $1,03 \pm 0,06$ Ma, es decir de edad Plio-Pleistoceno. La roca más antigua corresponde a andesita y las más jóvenes a dacitas. Producto de las erupciones de los años 1971 y 1991, los sectores aledaños al volcán fueron cubiertos en gran parte por ceniza, pómez y escorias con espesores desde 0,45 a 1,20 metros, sobre los valles cercanos al volcán. Estos depósitos se pueden observar en gran parte de la subcuenca del río Blanco formando parte del suelo (Orihashi y otros, 2004).

3.2.1.9.3. Depósitos Glaciares Pleistocenos.

Los depósitos morrénicos están constituidos por gravas polimícticas redondeadas a subredondeadas con matriz de arena, limo y arcilla. Su morfología es descrita por Suárez y de la Cruz (2007) como montículos alongados, característicos de morrenas laterales y formas curvas de morrenas frontales. Están distribuidos principalmente en dos sistemas morrénicos del sector oriental del área de estudio, específicamente en el sector de Baño Nuevo y al sureste de Coyhaique Alto (Suárez y De la Cruz, 2007). En estos sectores se emplazan una serie de cordones morrénicos frontales, separados por depósitos fluviales y fluvioglaciares. Se correlacionan con los sistemas morrénicos del oeste del lago General Carrera, cuyo rango de edad varía entre los 1,016 a 0,016 Ma (Kaplan y otros, 2004 en Suárez y De la Cruz, 2007)

En la subcuenca del río Blanco los principales frentes morrénicos se ubican en las cabeceras de los valles de la Precordillera, y en los valles que disectan la cordillera de los Andes. Sus materiales no tienen cubierta de suelo ni crecimientos de árboles. Algunos sectores de frentes morrénicos importantes están ubicados al este del lago Elizalde, en el lago Atravesado, en el lago Caro y a 2 Km al norte del lago La Paloma (Suazo, 2007).

Los depósitos glaciares de fondo o till de fondo, se forman en un ambiente subglacial, compuesto por gravas clastosoportadas con matriz de arena y limo. Tienen forma de terraza con mayor extensión areal en la localidad de Baño Nuevo (Suárez y De la Cruz, 2007).

Entre los depósitos de origen proglacial del área de estudio, los depósitos fluvio-glaciares se intercalan con los depósitos morrénicos en el sector oriental y nororiental de la cuenca en cercanías de la localidad de Ñireguao y Coyhaique Alto (Suárez y De la Cruz, 2007). Están constituidos por gravas clastosoportadas con estratificación planar gruesa y cruzada e intercalaciones de arena y limo, con compactación regular. Conforman una morfología de terraza de superficie ondulada. (Suárez y De la Cruz, 2007).

Las aguas de fusión del frente del glaciar, fueron transportadas por los cursos glaciofluviales hacia zonas deprimidas, donde eran represadas por depósitos morrénicos. De esta forma, los depósitos glaciolacustres, están compuestos de arcillas, limos y arenas finas laminadas (varves). Estos forman terrazas inclinadas y suaves lomajes en ambas laderas del río Richard, nacientes río La Paloma, al este de los lagos Elizalde y Caro (Suazo, 2007). Alrededor del poblado Ñireguao, antiguas líneas de costas se interpretan como depósitos de un lago proglacial, denominado lago Ñireguao, formado por el retroceso glacial, y entrampado por morrenas antiguas (Suárez y De la Cruz, 2007).

Debido al engrane lateral de los complejos morrénicos, fluvio-glaciares y glaciares de fondo, además de su asociación con complejos morrénicos datados al oeste del lago General Carrera, su edad sería la misma, 1,016-0,016 Ma (Kaplan y otros, 2004 en Suárez y De la Cruz, 2007). En cambio, la edad de los depósitos glaciolacustres asociados al lago Ñireguao, según dataciones de sedimentos lacustres su edad se acota a $0,0153 \pm 0,003$ Ma (Thon-That y otros, 1999 en Suárez y De la Cruz, 2007).

Los depósitos fluviales están compuestos por grava clastosoportada y arena regularmente compactada. Afloran en terrazas amplias, destacando las de los ríos Richards y Emperador Guillermo. Poseen una relación de interdigitación con depósitos deltaicos y depósitos glaciolacustres, por lo tanto, se asigna una edad cercana a los 0,0153 Ma (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.11.3. Depósitos Pleistoceno-Holoceno.

Los depósitos fluviales están constituidos de grava, limo y arcilla, y se depositan en terrazas que son cubiertas en parte por vegetación. En base a dataciones de C^{14} en restos vegetales y vertebrados, se asigna una edad de depositación de 12.000 a 13.500 años antes del presente (Velásquez y Mena, 2006 en Suárez y De la Cruz, 2007).

Los depósitos aluviales poseen forma de abanico, y estos compuestos por grava, arena y arcilla. Estos depósitos engranan con los depósitos fluviales antes mencionados por lo que se otorga la misma edad (Suárez y De la Cruz, 2007).

Existen depósitos morrénicos poco consolidados y cohesionados compuestos por gravas y arenas, en una matriz de limo y arcilla, de muy pobre selección, al igual que los depósitos glaciolacustres compuestos principalmente por intercalaciones de limo y arcilla laminadas. A estos últimos se le asigna una edad aproximada que coincide con el retiro de los últimos casquetes de hielo de la zona (Pleistoceno Superior-Holoceno) (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.1.11.4. Depósitos del Holoceno.

Son depósitos escasamente consolidados, generados por procesos de meteorización, erosión y sedimentación actual. Los depósitos fluviales son depositados en los lechos de los valles de origen glacial, donde se reconocen gravas clastosoportadas en una matriz de arena y limo, que forman parte de depósitos de barras. Se intercalan con estos últimos, depósitos de planicies de inundación constituidas por limos, arcillas y abundante materia orgánica (Suárez y De la Cruz, 2007).

Los depósitos deltaicos están compuestos de grava interdigitada con lentes de arena y limo. Interdigitan con depósitos fluviales aguas arriba y con depósitos lacustres en su zona distal, tal como ocurre en los lagos Largo y Elizalde. También, en la base de los cordones montañosos se desarrollan abanicos aluviales y depósitos coluviales, constituidos por bolones y bloques, en una matriz de arena y limo, producido por cursos de agua en el caso de los abanicos y procesos gravitacionales en el de los depósitos coluviales (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.2. Rocas Intrusivas.

3.2.2.1. Batolito Norpatagónico (Jurásico Superior-Pleistoceno).

El Batolito Patagónico se ubica en la zona más austral de América del Sur, específicamente, entre los 38° y 56° latitud sur. Se extiende por más de 1.700 km con un ancho que alcanza los 200 km. Corresponde a un plutón asociado a subducción, emplazado entre el Jurásico Superior y el Mioceno, e incluso Plioceno (Pankhurst y otros, 1999; De la Cruz y otros, 2003).

El Batolito Norpatagónico es considerado por Hervé y otros (1994 en Pankhurst y otros, 1999) como el segmento que se extiende al norte del golfo de Penas (47°S) hasta aproximadamente la localidad de Curacautín (38°27'S). Litológicamente, está compuesto principalmente por monzogranitos, granodioritas, monzonitas cuarcíferas de anfíbola y tonalitas. En la zona de estudio, el plutón se encuentra tanto en contacto por intrusión como por falla con las formaciones Divisadero e Ibáñez (De la Cruz y otros, 2003). En el sector occidental de la subcuenca del río Blanco es intruido por diques máficos de orientaciones N-S y NE-SW (Suazo, 2007).

El Batolito Norpatagónico se extiende transversalmente aproximadamente 200 Km desde la zona de Archipiélagos hasta la cordillera de los Andes. En esta zona, desde fines del Jurásico Superior hasta el Pleistoceno ascendieron plutones a través del mecanismo de enjambre de diques en franjas de orientación N-S (Pankhurst y otros, 1999).

A fines del Jurásico Superior hasta el Barremiano, el arco magmático se desarrolló tanto en el margen occidental como en el margen oriental de la cordillera, con plutones de edades Rb-Sr que varían desde 126±1 Ma a 140±6 Ma, localizados en las islas del Archipiélago de Los Chonos, y que poseen edades similares a las granodioritas del río Murta, al norte del lago General Carrera, de 132±7 Ma, al igual que los granitos en los ríos Cisnes y El Toqui de 148±14 Ma (Pankhurst y otros, 1999). También afloran granodioritas de 147±5 Ma en el extremo oriental del río Baker y tonalitas de 155±10 Ma en el lago Cochrane. Estos intrusivos representarían las raíces de la Formación Ibáñez (Pankhurst y otros, 1999).

Entre el Aptiano y Coniaciano, edades de Rb/Sr de granodioritas y granitos de 88 ± 2 Ma, 117 ± 1 Ma, 104 ± 5 Ma y 110 ± 3 Ma, afloran en la cordillera de los Andes, en los sectores de Lago verde, Los Ñadis, Palena y Futaleufú, respectivamente (Pankhrust y otros, 1999). La Formación Divisadero representaría al volcanismo extrusivo, al menos del inicio de este magmatismo.

Un intrusivo granítico de edad Campaniano aflora en el área de la península Gallegos. Es definido por Pankhrust y otros (1999) como un cuerpo satélite occidental del Batolito Norpatagónico. En el Eoceno, cuerpos plutónicos intruyen en el Archipiélago de Los Chonos, con una edad Rb/Sr de 50 ± 13 Ma y $45\pm 0,7$ Ma. Finalmente, desde el Mioceno hasta el Pleistoceno los plutones cuya composición varía desde granito a gabros, están generalmente foliadas, debido a su estrecha relación espacial con la Zona de Fallas Liquiñe Ofqui (ZFLO), al igual que el arco volcánico actual (Pankhrust y otros, 1999). Al sur del lago Yelcho, sobre la traza de ZFLO, se emplaza un flujo basáltico sin deformar, con una edad K-Ar de $1,2\pm 0,6$ Ma, lo que indica una ausente actividad de ZFLO desde esta edad mínima (Cembrano y otros, 2009; Pankhrust y otros, 1992).

En la zona de estudio las dataciones K/Ar en biotita de 94 ± 2 Ma, en una tonalita cerca del lago La Paloma y dataciones Rb/Sr en una granodiorita de 100 ± 6 Ma en la confluencia de los ríos Simpson y Correntoso, permiten relacionar esta unidad al Cretácico Superior temprano, ligada a la subducción que ocurría desde el Jurásico Superior, concentrada en el arco volcánico actual (De la Cruz y otros, 2003). Sin embargo, dataciones U-Pb SHRIMP, realizadas por Duhart y otros (2012 en SERNAGEOMIN, 2012) confirman el afloramiento en el área de Puerto Aysén y Chacabuco de magmatismo intrusivo del Cretácico Superior tardío. Además, otras determinaciones U-Pb SHRIMP de 12,7 y 14,8 Ma, en la unidad informal Tonalina Marchant, la que aflora tanto al norte como al este del fiordo Aysén, intruye a la unidad informal Diorita Riesco, localizada al noreste del lago Riesco, con inclusiones dioríticas alongadas, lo que revela cierto sincronismo entre las dos unidades. Ambas unidades están asociadas espacialmente con ramas de ZFLO, caracterizadas por una orientación de minerales e inclusiones máficas en dirección NE-SW, relacionada con la actividad de fallas de cinemática transtensional dextral en la dirección NE-SW y la orientación de las islas Partida y Carmen, que según edades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y Rb/Sr, se produjo entre los 14,4 Ma y 1,6 Ma, en las zonas de Puerto Cisne y Puyuhuapi, ubicadas al norte de la cuenca en estudio (Arancibia y otros, 1999; SERNAGEOMIN, 2012).

3.2.2.2. Granito Lago Largo e Hipabisales asociados (Aptiano-Albiano).

Definido por Suárez y De la Cruz (2007) como un granito rosado que aflora en la zona centro norte de la subcuenca del río Mañihuales, en la zona del lago Largo. Corresponde a un sienogranito con feldespatos alterados a smectita, tiene textura gráfica y está formado por biotita y hornblenda cloritizada. Se describe alterado a epidota y clorita, además de una intensa piritización (Suárez y De la Cruz, 2007).

Debido a la cercanía, similitud litológica y relaciones de contacto, las unidades Hipabisales Riolíticos San Antonio y Machi Aserradero definidas por Suárez y De la Cruz (2007), están incluidas dentro de esta unidad. Son cuerpos porfídicos riolíticos, dacíticos y dioríticos compuestos por fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y albita, en una masa fundamental microgranular de cuarzo, albita y feldespato potásico. Presentan pirita y pirrotina diseminada y en vetillas. Se distribuyen en el Distrito Minero Toqui e intruyen a la Formación Ibáñez, Grupo Coyhaique y Formación Divisadero (Suárez y De la Cruz, 2007).

Las relaciones de contacto y las edades K-Ar obtenidas de este intrusivo de 119 ± 4 Ma (biotita) y 105 ± 4 Ma (roca total) en la zona del lago Largo, y las edades K-Ar (roca total) de 108 ± 4 y 100 ± 2 Ma en el Distrito Minero Toqui, además de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 106 ± 18 Ma y 103 ± 3 Ma, en un yacimiento tipo skarn del mismo distrito, permiten restringir la edad de la intrusión de estos cuerpos entre el Aptiano y el Albiano (Suárez y De la Cruz, 2007). Además, estos cuerpos hipabisales son responsables de la mineralización Pb-Zn tipo skarn y alteraciones hidrotermales existentes en la zona. Debido al rango de edad, estaría relacionado con el plutonismo del Batolito Norpatagónico, representando las raíces de la formación Divisadero (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.2.3. Complejo Plutónico Elizalde (Albiano tardío-Cenomaniano).

Complejo plutónico definido por De la Cruz y otros (2003), que aflora en el lago Elizalde y se prolonga hacia el sur, alcanzando en este sector alrededor de 20 Km^2 . Al este del estero Boca del León se distinguen de norte a sur: dioritas de anfíbola, biotita y piroxeno, con enclaves de granodiorita de anfíbola; monzodioritas cuarcíferas de anfíbola, piroxeno y biotita, las que afloran

también al este del lago Atravesado; sienos y monzogranitos con diques dacíticos; gabros de olivino y dioritas de anfíbola y biotita (De la Cruz y otros, 2003).

Debido a la relación de contacto por intrusión con las formaciones Ibáñez, Apeleg y Divisadero, además de las dos edades K-Ar obtenidas en una microdiorita y diorita de 92 ± 3 Ma y 104 ± 4 Ma, respectivamente, se asigna una edad de cristalización entre a finales del Albiano y el Cenomaniano. A causa de su relación espacial y edad, este complejo representaría un apófisis del segmento oriental del Batolito Norpatagónico (De la Cruz y otros, 2003).

3.2.2.4. Hipabisales y Filones (Cenomaniano - Maasrichtiano temprano).

Son cuerpos hipabisales aislados definidos por Suárez y De la Cruz (2007), que afloran principalmente en el sector nororiental de la cuenca del río Aysén. Poseen textura porfídica y microcristalina, cuya composición más abundante es andesítica y basáltica, y en menor proporción dacítica. Los fenocristales principalmente de plagioclasa, anfíbola y en menor medida biotita, al igual que la masa fundamental. Por lo general, presentan alteración argílica, propilítica, cuarzo sericítica y silicificación (Suárez y De la Cruz, 2007).

Poseen contacto por intrusión por medio de diques y stocks con la Formación Ibáñez, Grupo Coyhaique, Formación Divisadero y Granito Lago Largo (Suárez y De la Cruz, 2007). Debido a sus relaciones de contacto y a las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (roca total) de 96 ± 2 Ma en el Distrito Minero Katterfeld, K/Ar (roca total, andesita) de 88 ± 3 Ma y K/Ar (roca total, dique andesítico) de 81 ± 4 Ma en el cerro La Leona, y K/Ar (roca total) de 70 ± 4 Ma en el Distrito Minero Toqui, se fija un rango de edad entre el Cenomaniano y el Maasrichtiano temprano (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.2.5. Domos Casa de Piedra (Campaniano).

Esta unidad definida por Suárez y De la Cruz (1994), corresponde a domos dacíticos y riolíticos emplazados principalmente en el sector de Coyhaique Alto y sur del río Ñireguao, hacia el oriente de la cuenca. Litológicamente son riolitas, dacitas y riodacitas de biotita, dacitas de hornblenda y dacitas afaníticas de composición calcoalcalina (Suárez y De la Cruz, 2007).

En base a sus contactos por intrusión con la Formación Ibáñez, Grupo Coyhaique y Formación Divisadero, además de las diferentes edades K/Ar (biotita) de 84 ± 2 , 81 ± 2 , 78 ± 2 y 75 ± 1 Ma, y K/Ar (roca total) de 77 ± 3 y 71 ± 3 Ma, permiten acotar una edad entre el Santoniano y el Maastrichtiano temprano. Sin embargo, edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K/Ar obtenidas en biotita de una misma muestra de $77,23\pm 0,76$ Ma y 80 ± 2 Ma, respectivamente, indican un enriquecimiento de argón para esta última edad, por lo que, el rango se restringiría al Campaniano (Suárez y De la Cruz, 2007).

3.2.2.6. Complejo Intrusivo Castor (Campaniano).

Definido por Suárez y De la Cruz (2007) como un conjunto de pequeños cuerpos intrusivos y subvolcánicos, de textura fanerítica y porfídica, que afloran en los márgenes del lago Castor y lago Thompson. Se reconocen localmente diferentes petrografías: pórfidos dioríticos, microdioríticos de anfíbola y piroxeno, pórfidos granodioríticos de piroxeno, anfíbola y biotita, y monzodioritas cuarcíferas de anfíbola y piroxeno (Suárez y De la Cruz, 2007).

El contacto por intrusión con la Formación Divisadero y la edad K-Ar (roca total) de 79 ± 3 Ma, obtenida en un pórfido diorítico al oeste del lago Cástor, le asigna una edad de Campaniano, contemporáneo a la Formación El Toro (De la Cruz y otros, 2003).

3.2.2.7. Gabro Bandurrias (Oligoceno).

Definido por Suárez y De la Cruz (2007), es un Stock de 8 Km^2 , ubicado a 10 Km al noreste de Coyhaique, en el área del cerro Fraile. Constituido por gabros cristalinos y porfídicos, cuya mineralogía está caracterizada por olivino, feldespato, anfíbola, biotita y analcima, típica de gabros de afinidad alcalina. El bajo contenido de CaO en los olivinos es típico de cristalización de baja presión, al igual que la baja relación de $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ en los clinopiroxenos, indican un patrón geoquímico que es afín a basaltos alcalinos de islas oceánicas (Morata y otros, 2005).

El contacto por intrusión con las formaciones Apeleg y Divisadero, sumado a las edades K/Ar (biotita) de $28,9\pm 1,0$ Ma y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (biotita) de $26,77\pm 0,26$ Ma, permiten acotar un rango de edad de cristalización del Oligoceno (De la Cruz y otros, 2003).

3.3. MARCO TECTÓNICO REGIONAL.

El rasgo geotectónico más antiguo a escala regional corresponde al CMAO, que se depositó en contexto de margen pasivo (Ordovícico-Misisipiano), y fue metamorfozido posteriormente desde el Pensilvaniano hasta el Pérmico (Hervé, 2007). Este último periodo es caracterizado por la reactivación de la subducción al occidente de Gondwana, y la colisión del terreno de Patagonia con el supercontinente cerca de los 40°S (Charrier y otros, 2007; Ramos, 2008). En el Jurásico Inferior comienza la subducción de la placa Aluk bajo la placa Sudamericana a través del margen suroccidental, orientado en dirección NNW-SSE, evento asociado a la fase tectónica Dunlop que provocó plegamiento y posterior alzamiento de depósitos sedimentados durante el Triásico Superior, pertenecientes a CMC, diferente al contexto tectónico extensional evidenciado en la zona del trasarco de los Andes Centrales (Charrier y otros, 2007; Mosquera y otros, 2011; Thompson y Hervé, 2002).

Desde el Toarciano al Albiano, la placa Aluk subductó bajo la placa Sudamericana con un vector de convergencia de dirección NW-SW al occidente de la zona de estudio (Mpodozis y Ramos, 2008; Mosquera y otros, 2011). Existe a escala regional un hiato desde el Triásico Superior hasta el Oxfordiano, representado por la discordancia erosional del volcanismo de la Formación Ibáñez sobre CMAO y plutones ubicados al occidente de la zona de estudio (Suárez y De la Cruz, 2003). Diferentes autores han establecido un régimen tectónico extensional a este periodo, debido a la asociación del volcanismo ácido de la Formación Ibáñez con la Provincia Ígnea Chon Aike, la cual estuvo activa durante el Jurásico Medio a Superior, y con cuencas tectónicas de dirección NW-SE (Río Senguer, Río Mayo, Río Guenguel, Rocas Verdes), relacionadas con el desmembramiento de Gondwana y la apertura del Mar de Weddell (Mpodozis y Ramos, 2008; Riley y Leat, 1999).

Sin embargo, la composición calcoalcalina y la relación espacial de la Formación Ibáñez con las secuencias volcánicas jurásicas silíceas de la Formación Lago La Plata hacia el norte y, Complejo El Quemado y Formación Tobífera hacia el sur, las que se distribuyen paralelas al Batolito Patagónico, indican un ambiente de subducción (Gianni y otros, 2019; Pankhurst, 1999). Según Maloney y otros (2013) esta subducción fue de tipo Mariana, debido a la antigüedad de la placa subductada Aluk (50 Ma) y la relativamente baja velocidad de convergencia (2-4 cm/año).

En este contexto de subducción de alto ángulo, entre finales del Jurásico Superior y el Berriasiano se produce una transgresión marina que dio origen a la Cuenca de Aysén. Ésta se localiza en el trasarco con un control estructural de dirección NW-SE, definida como la prolongación norte de la Cuenca Austral producida en un régimen tectónico extensivo (Gianni y otros, 2019; Mpodozis y Ramos, 2008). En este evento se deposita la Formación Toqui, que se intercala con los depósitos superiores de la Formación Ibáñez (De La Cruz y otros, 2003). Posteriormente, la profundización de la cuenca es asociada a procesos de subsidencia térmica de post-rift, y son depositadas las formaciones Katterfeld y Apeleg (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y De la Cruz, 2007). El aumento de la velocidad de convergencia (8 cm/año) de dirección NW-SE, asociado a la progresiva disminución de la edad de la placa Aluk durante el Hauteriviano tardío al Aptiano, indica un contexto transtensional y transpresional sinistral, paralelo a la dirección del vector de convergencia, relacionado con la actividad de la dorsal Atlántica del Sur (Maloney y otros, 2013; Mosquera y otros, 2011).

Según Gianni y otros (2019) entre los 130 y 120 Ma se produce la inversión tectónica de la Cuenca de Aysén, donde se depositó sintectónicamente la Formación Apeleg, evidenciada por los estratos de crecimiento plegados aflorantes en la localidad tipo de esta Formación. Esto último explicaría la variable disposición de discordancia erosiva y paraconformidad de la Formación Divisadero sobre la Formación Apeleg (De la Cruz y otros, 2003; Suárez y De la Cruz, 2007). Durante este periodo se produce el plegamiento y fallas inversas de rumbo NE-SW de vergencia al sureste en la zona del lago Elizalde, donde la Formación Ibáñez sobreyace al Grupo Coyhaique (De la Cruz y otros, 2003).

Posteriormente entre el Aptiano y el Albiano, el arco magmático caracterizado por el Batolito Norpatagónico y la Formación Divisadero (ambas de composición calcoalcalina) se desplaza hacia el este, distribuido a través de una franja longitudinal a lo largo de las zonas de Palena, Puerto Aysén y el sector oriental del campo de hielo San Valentín, incluso a la localidad argentina de Apeleg (De la Cruz y otros, 2003; Gianni y otros, 2019; Pankhurst y otros, 1999; Suárez y De la Cruz, 2007). Pankhurst y otros (1992) señala que, a través de la debilidad termal del arco magmático del Cretácico, se desarrolla un sistema de fallas de cinemática sinistral, que se invertiría durante en el Cenozoico (Adriasola y otros, 2005; Cembrano y otros, 1996).

En el Cenomaniano, se produce una paralización de la subducción al oeste del área, posiblemente debido a la colisión de la dorsal que dividía a la placa Aluk en dos subplacas: Catequil y Chazca (Maloney y otros, 2013; Seton y otros, 2012). Posteriormente a medida que aumentaba la edad de la placa oceánica subductada, aumentó también la velocidad de convergencia, la que cambió de NW-SE a W-E, ocasionando una etapa compresional que generó las fallas inversas de rumbo NNW-SSE y la discordancia entre las formaciones Divisadero (plegamiento suave) y El Toro (subhorizontal) (De la Cruz y otros, 2003; Maloney y otros, 2013, Mosquera y otros, 2011). El mismo rumbo posee la falla El Zorro, con vergencia al oeste, a orillas del río Coyhaique, donde la Formación Ibáñez y Grupo Coyhaique (plegadas), sobreyacen a la Formación Divisadero (De la Cruz y otros, 2003).

Posteriormente desde el Maastrichtiano al Ypresiano, se produce la disminución de la velocidad de subducción asociada a la colisión de la dorsal Aluk-Farallón lo que explica el emplazamiento de intrusivos de composición básica con sistemas de fallas transtensivas y transpresivas de rumbo NE-SW (fallas Coyhaique, Pollux, Castor, Las Águilas) y probablemente NNW-SSE (fallas Foitzick, Cordón La Galera) (De la Cruz y otros, 2003; Maloney y otros, 2013). La señal astenosférica de la Formación Basaltos Balmaceda, permite relacionarla con la ventana astenosférica producida por la subducción de esta dorsal (Folguera y Ramos, 2002). Esta Formación está dispuesta en discordancia angular erosiva sobre la Formación Divisadero, e indica un basculamiento de esta última, entre los pisos Maastrichtiano y Selandiense (De la Cruz y otros, 2003).

Desde el Eoceno al Mioceno temprano, debido a la subducción oblicua de dirección NE-SW de la placa Farallón bajo la Sudamericana, se produce un desplazamiento transtensional dextral a través de estructuras heredadas, a lo largo de la cordillera Principal (Adriasola y otros, 2005; Pankhurts y otros, 1992). La tectónica transtensional y transpresional dextral ha sido evidenciada a lo largo de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO), la que consiste en un complejo de lineamientos de intra arco de más de 1000 Km de largo (Cembrano y otros, 1996; Hervé y otros, 1976). La geometría de este sistema de fallas consiste en una falla maestra que inicia a los 48°S, de rumbo NNE-SSW, que se subdivide (cerca de los 46°35'S) en una traza oeste y otra este, ambas unidas por lineamientos en échelon de dirección NE-SW (fiordos Quitralco, Aysén y canal Puyuhuapi). Estos en conjunto

conforman estructuras tipo dúplex, que se extienden hasta los 38°S (Cembrano y otros, 1996, Cembrano y otros, 2009; Thomson y otros, 2002).

Entre el Chattiano y Aquitaniano, la subducción de la placa Farallón fue ortogonal, hasta su ruptura a los 20 Ma (Cembrano y otros, 2009). Según Folguera y otros (2018) desde el Oligoceno hasta aproximadamente el Aquitaniano, se depositan en un ambiente extensional tipo mariana, lavas almohadilladas de composición alcalina basáltica, producto de la formación incipiente de piso oceánico, paralelo a ZFLO entre los 43°45'S y 47°S.

Posterior a los 20 Ma, se produce una etapa tectónica compresional, donde aumenta la velocidad de subducción, esta vez de la placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, al igual que disminuye el ángulo de subducción, cerrando la cuenca con desarrollo incipiente de piso oceánico formada paralelamente a ZFLO (Folguera y otros, 2018). Además, debido a esta disminución del ángulo de subducción, el arco magmático se desplaza hacia el este (Folguera y otros, 2018). Se produce actividad de fallas sinestrales de dirección NNW-SSE (falla El Ministro), sincrónico a la depositación a la Formación Oscuro (De la Cruz y otros, 2003).

Al sur de los 38°S, entre el Mioceno superior y el Pleistoceno se produce una fase tectónica compresional (ENE-WSW), junto a la intrusión de plutones superficiales a través de ZFLO, sincrónico a la migración hacia el norte de la subducción de la dorsal de Chile hasta su posición actual (golfo de Penas) (Adriasola y otros, 2005; Cembrano y otros, 2009). Según Thomson y otros (2002) la subducción de la dorsal de Chile entre los 14 y 10 Ma fue la principal causa del inicio del régimen transpresivo dextral, que produjo el alzamiento cordillerano.

Al este de ZFLO, en la zona de trasarco y antepaís, no se evidencia una mayor deformación compresiva (Cembrano, y otros, 2009). La deformación está concentrada en la región de intra arco, con ejes de máxima (σ_1) y mínima compresión (σ_3), subhorizontales, lo cual es compatible con una transpresión dextral, paralela al margen (Cembrano, y otros, 2009). Según Thomson y otros (2002) se produce el mayor alzamiento tectónico de la cordillera de los Andes, entre los 16 y 10 Ma, al igual que entre los 7 y 2 Ma. En este periodo se desarrolla una geometría de falla en flor y estructuras pop up, destacando las fallas transpresionales dextrales Azul-Tigre y Río Mañihuales,

ambas enraizadas en la falla maestra LOFZ (Thomson y otros, 2002). La alta tasa de exhumación en el Mioceno superior ($> 1\text{mm/año}$) de la cordillera andina, también es evidenciada por las gravas fluviales imbricadas hacia el este de la Formación La Galera (Adriasola y otros, 2005; Cembrano y otros, 2009; De la Cruz y otros, 2003; Suárez y De la Cruz, 2007).

La cordillera de los Andes en este segmento no supera los 2000 m de altura, debido a la alta tasa de erosión producida principalmente por las más de 40 glaciaciones antes del último máximo glacial (Thomson y otros, 2002). A fines del Pleistoceno Superior, el rebote glacioeustático en conjunto a cambios en el nivel de base produce la profunda incisión de los ríos e inversión de drenajes hacia el este (De la Cruz y otros, 2003). Finalmente, el drenaje cambia de sentido hacia el oeste, posiblemente a causa del retiro de los hielos, permitiendo la captura de los ríos, por los valles recién excavados por los glaciares o por basculamiento tectónico (De la Cruz y otros, 2003).

La Zona Volcánica Sur (ZVS) (33°S hasta los 46°S) está caracterizada por una velocidad de convergencia oblicua de la placa de Nazca bajo la Sudamericana entre los 7 y 9 cm/año, muy influenciada por la subducción de la dorsal activa de Chile en su extremo sur (Cembrano y otros, 2009). La subducción oblicua produce un régimen tectónico transpresional dextral, a través de la zona de falla de intra arco LOFZ, generando un bloque tectónico de antearco o “sliver” con desplazamiento hacia el norte (Cembrano y otros, 2009). Esto explica los mecanismos focales transpresionales dextrales de terremotos superficiales en la región del arco volcánico desde los 46°S hasta los $34,5^{\circ}\text{S}$ (Cembrano y otros, 2009). De esta forma, los estratovolcanes y centros eruptivos menores, relacionados con fallas en echelón, al igual que las grietas de tensión de dirección NE-SW relacionadas con LOFZ, poseen una composición basáltica a basáltica andesíticas, debido a su bajo tiempo de residencia, lo que les permite ascender magma basáltico rápidamente desde la cuña astenosférica o zona Mash con baja contaminación cortical (Cembrano y otros, 2009). En cambio, los estratovolcanes que se disponen sobre estructuras heredadas de dirección NW-SE, mayoritariamente compresivas debido al régimen de esfuerzos actual, presentan variadas composiciones basálticas a riolíticas, debido a un mayor tiempo de residencia, por lo tanto, mayor diferenciación. Los conos monogenéticos piroclásticos de la región de Aysén, se disponen sobre fallas extensionales tipo splay fault, que forman parte de la falla maestra de LOFZ. La composición de estos últimos es mayoritariamente basáltica toleítica (Cembrano y otros, 2009).

IV. HIDROLOGÍA

El sector que ocupa la cuenca del río Aysén, es una zona de lagos y ríos de control tectónico y glacial, cuya característica principal es la incisión de su red hidrográfica en la cordillera de los Andes, Precordillera y un pequeño sector del trasarco con potentes depósitos glaciares (Mardones y otros, 2007; De la Cruz y otros, 2003; Suárez y De la Cruz, 2007; Suazo, 2007).

Los sistemas hidrográficos de esta zona se orientan en tres sentidos principales: NW-SE, en el caso del río Simpson, NNW-SSE, del río Blanco, y NE-SW, del río Mañihuales, y todos drenan hacia el río Aysén. Predomina el drenaje de carácter rectangular, que muestra una clara influencia de la tectónica, cuyas orientaciones son paralelas a estructuras de la ZFLO (NNW-SSE y NE-SW) y heredadas (NW-SE) (Mardones y otros, 2007; Suazo, 2007; Saavedra, 2009).

4.1. ANÁLISIS PLUVIOMÉTRICO, TÉRMICO Y FLUVIOMÉTRICO.

4.1.1. Precipitaciones.

Los datos de precipitaciones son obtenidos de 20 estaciones pertenecientes a la Dirección General de Aguas (DGA), Dirección Meteorológica de Chile (DMC) y Empresa Nacional de Electricidad Sociedad Anónima (ENDESA). Estas estaciones se localizan tanto dentro como fuera de la cuenca (Figura 4.1).

Para el análisis de la variación espacio temporal de la precipitación sobre la cuenca, se rellenaron los datos faltantes de cada estación pluviométrica a escala mensual, a partir de estaciones que tienen registros completos de precipitación desde el año 1970 pertenecientes a la DMC (estaciones base) (Gráfico 4.1). A causa de las diferentes zonas climáticas existentes en la región, se agruparon las estaciones que poseen un mismo patrón de precipitación con relación a las pertenecientes a la DMC. Por este motivo se realizó una matriz de correlación por medio de Microsoft Excel, que incluyó las estaciones con un índice de correlación (R) próximo a 1, respecto a la información base (DMC). Posteriormente a través de regresiones lineales se rellenó los datos faltantes, y al mismo tiempo fueron eliminados los que se alejan de la línea de tendencia.

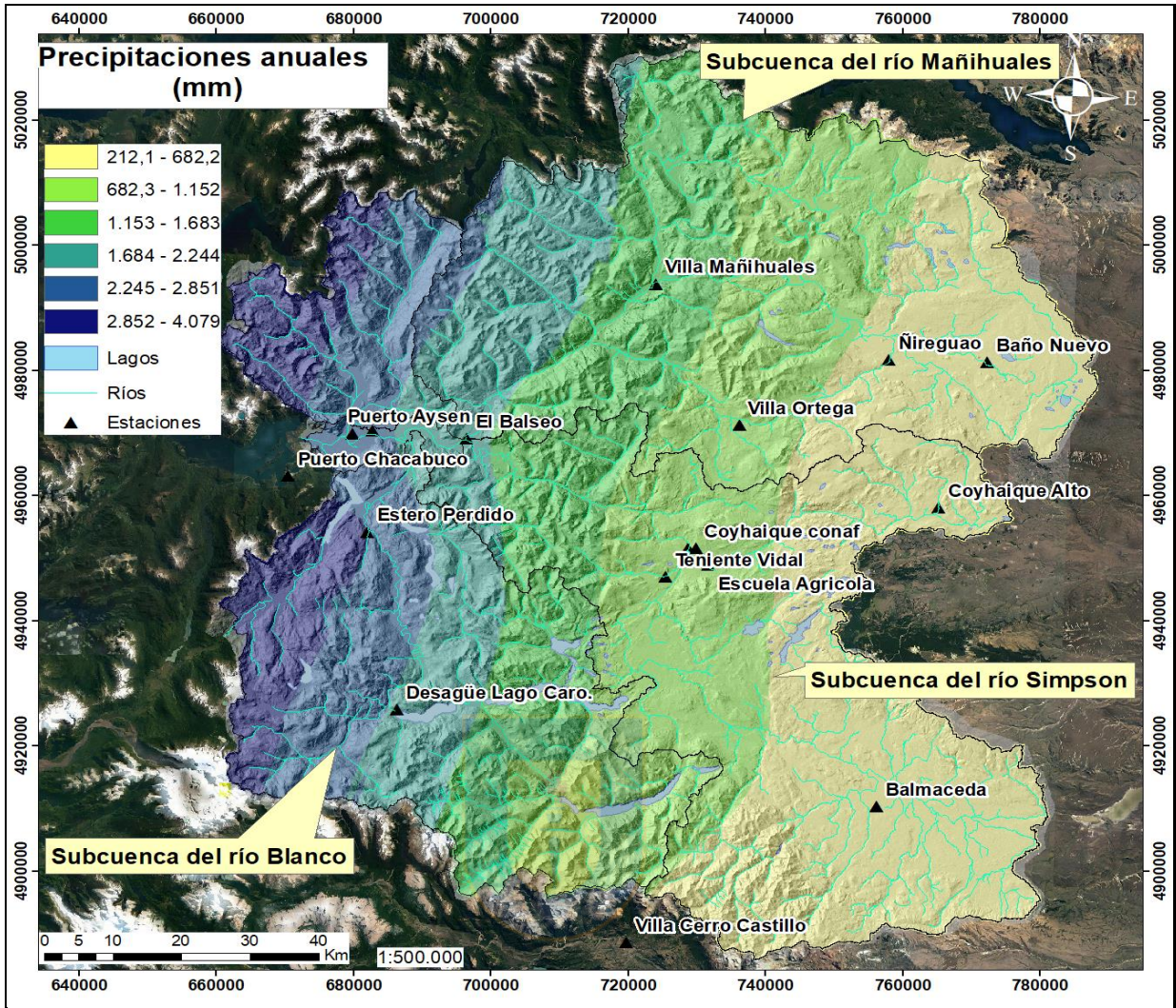


Figura 4.1. Precipitaciones, red hidrográfica y red de estaciones meteorológicas localizadas en la cuenca del río Aysén

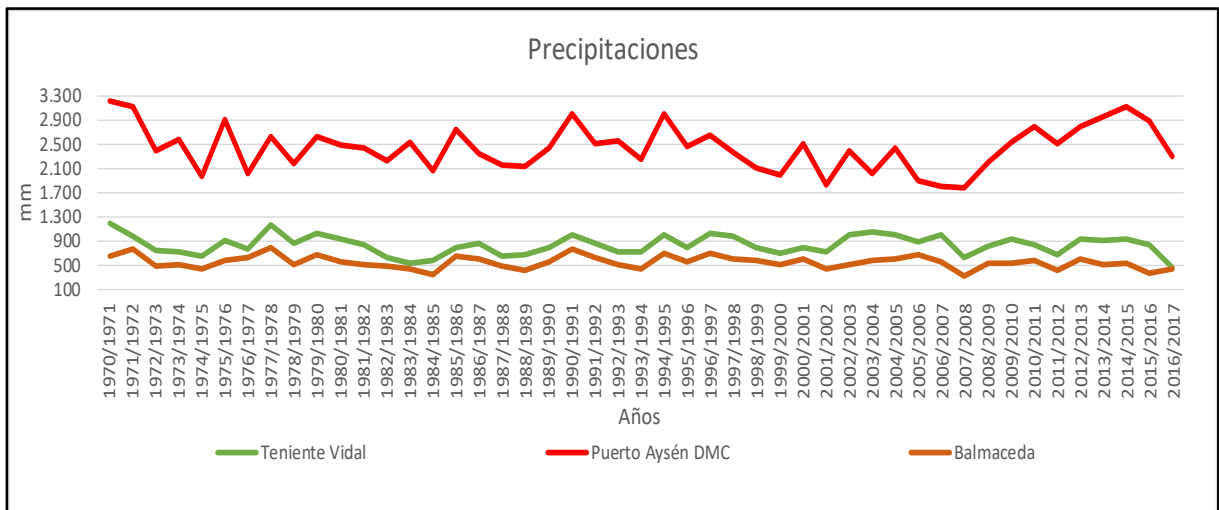


Gráfico 4.1. Precipitaciones anuales de la cuenca entre los años 1970-2017.

En base al resultado del relleno de datos, se realizaron gráficos de precipitación promedio mensual para cada estación que muestran un evidente aumento de las precipitaciones entre los meses de marzo a agosto (Gráfico 4.2).

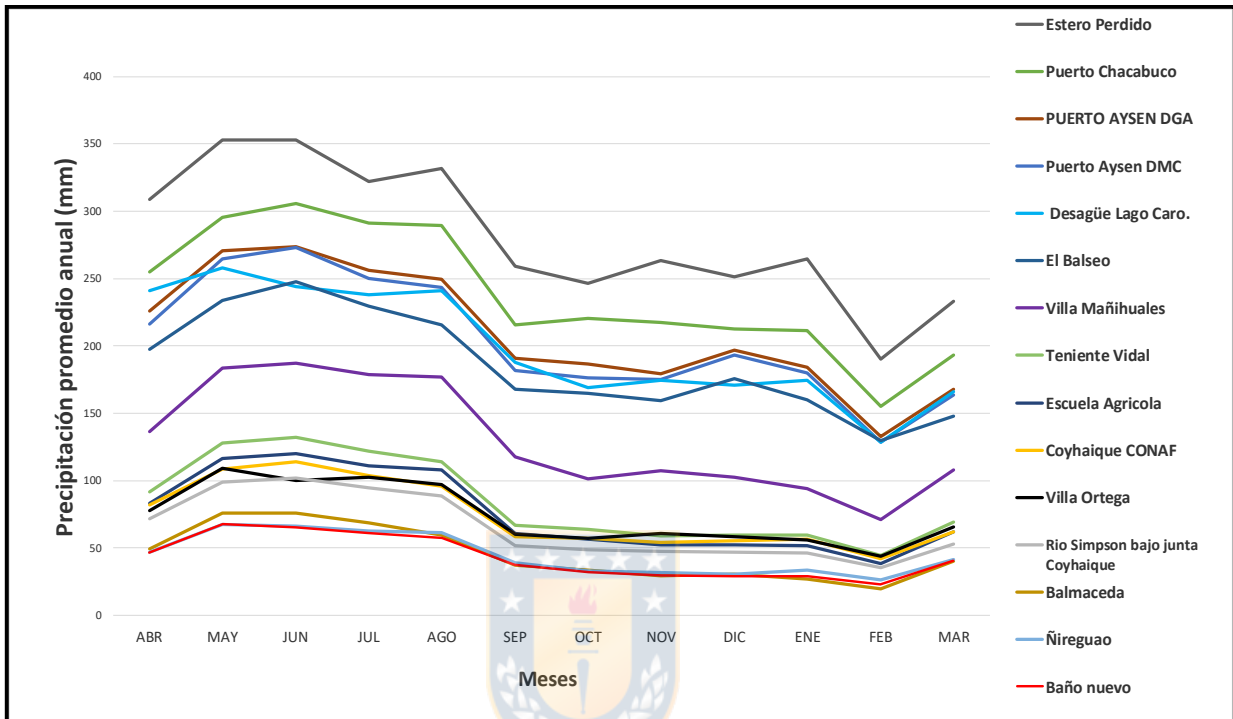


Gráfico 4.2. Promedio mensual de precipitaciones de cada estación entre los años 1970 y 2017.

Se observa una clara zonificación longitudinal de la precipitación, cuya tasa aumenta hacia la costa y, por el contrario, se hace cada vez menor a medida que disminuye la longitud hacia el oriente (Figura 4.1). La alta variación en la distribución espacial de la precipitación en la cuenca del río Aysén, indica que es importante considerar esta información en el balance hídrico.

En cambio, al analizar la variación de la precipitación anual de 47 años, entre 1970 a 2017, se observa una secuencia de años secos y húmedos sin una disminución sostenida en el tiempo, como se registra en la zona centro norte del país. Sin embargo, se necesita un rango mayor de tiempo para evaluar los efectos del cambio climático (Gráfico 4.1).

Es conocido el efecto orográfico de la precipitación, que se produce en las zonas montañosas, debido al enfriamiento y la consiguiente condensación del vapor de agua (DGA-CICG, 2013). Las masas de aire húmedo ascienden al encontrarse con un obstáculo topográfico, hacia zonas de menor

temperatura, que disminuye su punto de saturación y provoca el aumento de la tasa de precipitación a mayores altitudes (Custodio y Llamas, 1996). Contrariamente, la relación lineal de las precipitaciones y la topografía de las estaciones pluviométricas en la cuenca del río Aysén es negativa (Gráfico 4.3). Esto último se explica porque comúnmente los registros pluviométricos están ubicados en la zona inferior de los valles, que no evidencian el efecto topográfico de la precipitación. En cambio, la relación negativa muestra la variabilidad climática regional, es decir, la acción de biombo climático de la cordillera de los Andes sobre los sistemas frontales ciclónicos provenientes principalmente desde el oeste, al igual que el efecto de la continentalidad, donde la masa de aire húmedo se deshidrata en su avance a través del interior del continente (Clark, 2015).

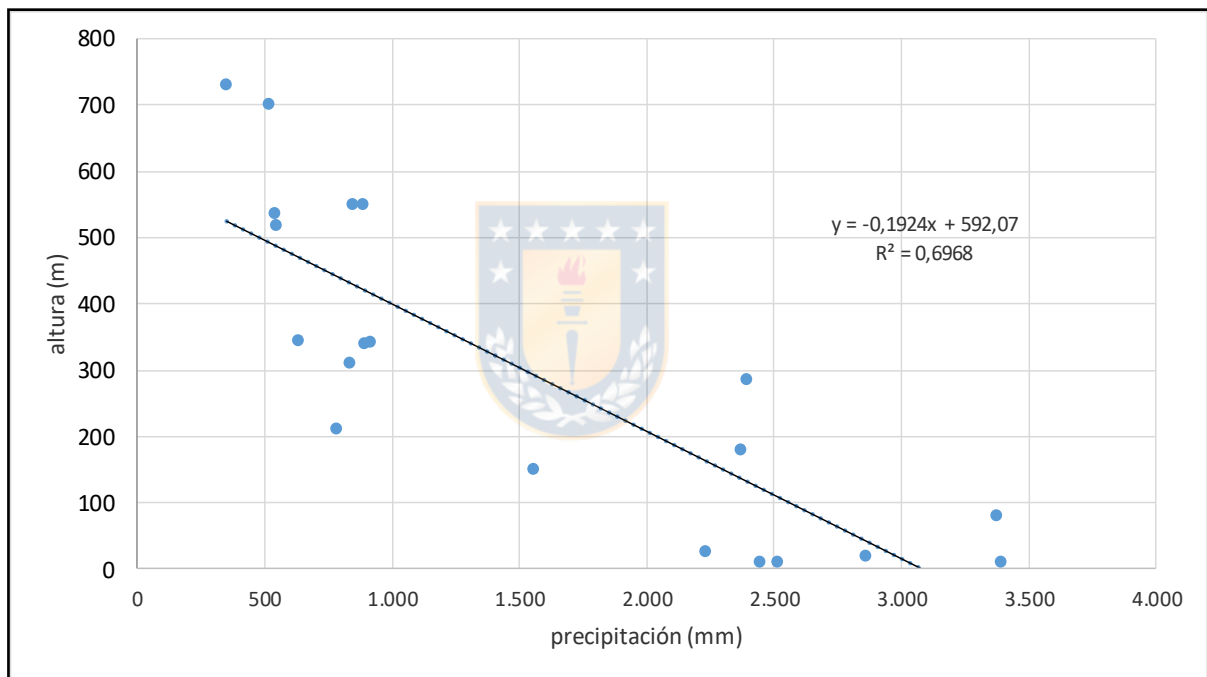


Gráfico 4.3. Gradiante pluviométrico global de la cuenca del río Aysén.

4.1.2. Temperatura (T°).

Para este estudio se consideró el registro de la temperatura (°C) del aire de 12 estaciones localizadas dentro de la cuenca del río Aysén y dos fuera de ella (Anexo I). Al igual que con los datos de precipitación, se rellenaron los vacíos de información de los registros de temperatura a través de regresiones lineales, con respecto a estaciones con registro completo de este parámetro (Balmaceda y Teniente Vidal) desde 1970.

En base al registro de temperaturas medias anuales de 47 años, completado para cada estación, se observan ciclos de periodos cálidos y fríos, con tendencia al aumento, desde inicio del siglo XXI. (Gráfico 4.4). Sin embargo, se requiere un lapso de tiempo más extendido para evaluar la tendencia relacionada al cambio climático, generalmente escalas de cientos de años (Crowley, 2000).

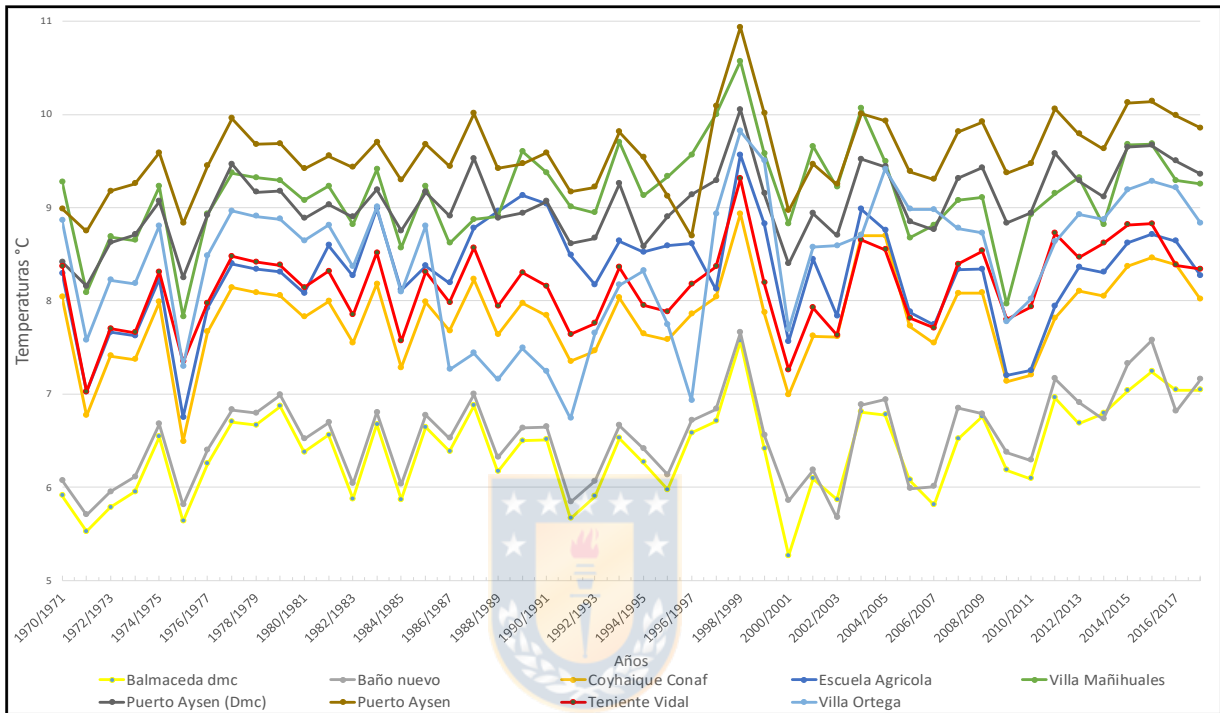


Gráfico 4.4. Temperaturas medias anuales entre 1970 a 2018.

Al igual que la distribución de la precipitación en la cuenca en estudio, la temperatura media presenta una disminución hacia el este, debido a la menor tasa de precipitación y mayor distancia de la costa, es decir, un bajo efecto regulador del agua hacia el interior del continente, también llamado efecto de continentalidad (Anexo I) (Custodio y Llamas, 1996; Clark, 2015). Sin embargo, a diferencia de la variable de precipitación, la temperatura tiende a disminuir con el aumento de la altura topográfica. De esta manera, la relación de proporcionalidad entre las temperaturas registradas en las estaciones y la altura sobre el nivel del mar en las que se ubican, disminuyen a una tasa de 0,4 °C por cada 100 m (Gráfico 4.5).

Se realiza la interpolación utilizando el método geoestadístico co-kriging con la relación altura/temperatura, generando mapas de zonificación de temperaturas para toda la cuenca entre los años 1996-2017 (Anexo I).

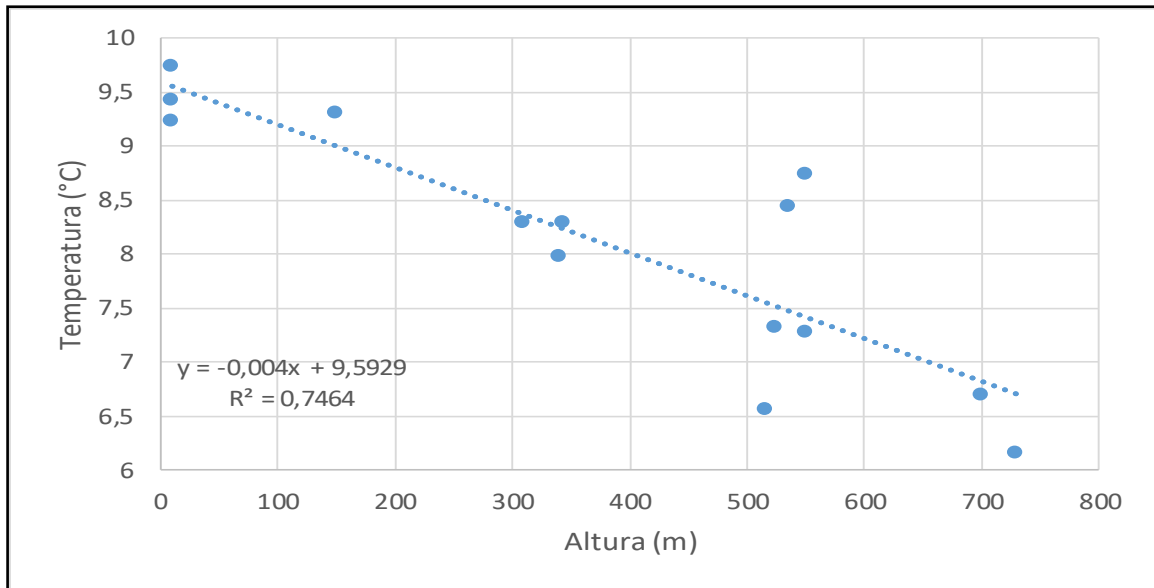


Gráfico 4.5. Gradiante térmico de la temperatura media anual y la altura de cada estación .

4.1.3. Caudales.

Para el análisis de los caudales (Q) de la cuenca del río Aysén se utilizaron las 12 estaciones fluviométricas pertenecientes a la DGA (Tabla 4.1). La mayoría de las estaciones se sitúa sobre la subcuenca del río Simpson. Esta última, no posee una estación de cierre activa, es decir, un punto de medición del caudal próxima a su desembocadura, a diferencia de las subcuencas del río Blanco y río Mañihuales. La estación de cierre de toda la cuenca corresponde a la denominada río Aysén en Puerto Aysén (Tabla 4.1 y Anexo I).

Tabla 4.1. Principales estaciones fluviométricas con sus valores promedio anuales.

Estaciones	Subcuenca	Año de operación	Área (Km ²)	Q(m ³ /s)	Precipitación(m ³ /s)	T(°C)
Río Aysén en Puerto Aysén	Río Aysén	1995-2018	12.377	528,00	519,73	8,79
Río Blanco antes junta río Aysén	Río Blanco	1998-2018	2.901	258,00	183,35	8,55
Río Blanco en desague Lago Caro	Río Blanco	1985-2018	1218	94,60	31,42	7,59
Río E. Guillermo antes junta Mañihuales	Río Mañihuales	1980-2018	604	17,94	19,75	8,60
Río Mañihuales antes junta Río Simpson	Río Mañihuales	1985-2018	4.360	168,49	221,54	8,96
Río Ñireguao en Villa Mañihuales	Río Mañihuales	1980-2018	1.789	33,52	37,30	7,82
Río Blanco antes junta huemules	Río Simpson	1980-2000	376	11,02	7,53	7,35
Río Claro en Piscicultura	Río Simpson	1984-2018	104	6,05	4,03	8,46
Río Coyhaique en Tejas verdes	Río Simpson	1979-2018	596	6,50	10,07	7,32
Río Huemules frente Cerro Galera	Río Simpson	1979-2018	1.117	7,71	14,52	6,95
Río Pollux antes junta Río Simpson	Río Simpson	1980-1987	432	4,25	9,73	7,54
Río Simpson bajo junta Río Coyhaique	Río Simpson	1969-2016	633	49,18	24,37	8,27

La subcuenca del río Blanco es la que posee mayor caudal debido a su inserción en plena cordillera y a su ubicación occidental. En base al hidrograma a escala mensual de la estación fluviométrica en la desembocadura del río Blanco (DGA), su régimen hídrico es glacio pluvial con un pico en los meses de otoño e invierno y otro en los meses de primavera hasta incluso comienzos del verano (Gráfico 4.6). Esto se explica por su alto porcentaje de glaciares, que también es evidenciado por el hidrograma de la estación de desagüe lago Caro (Suazo, 2007; CONAF-UACH, 2012).

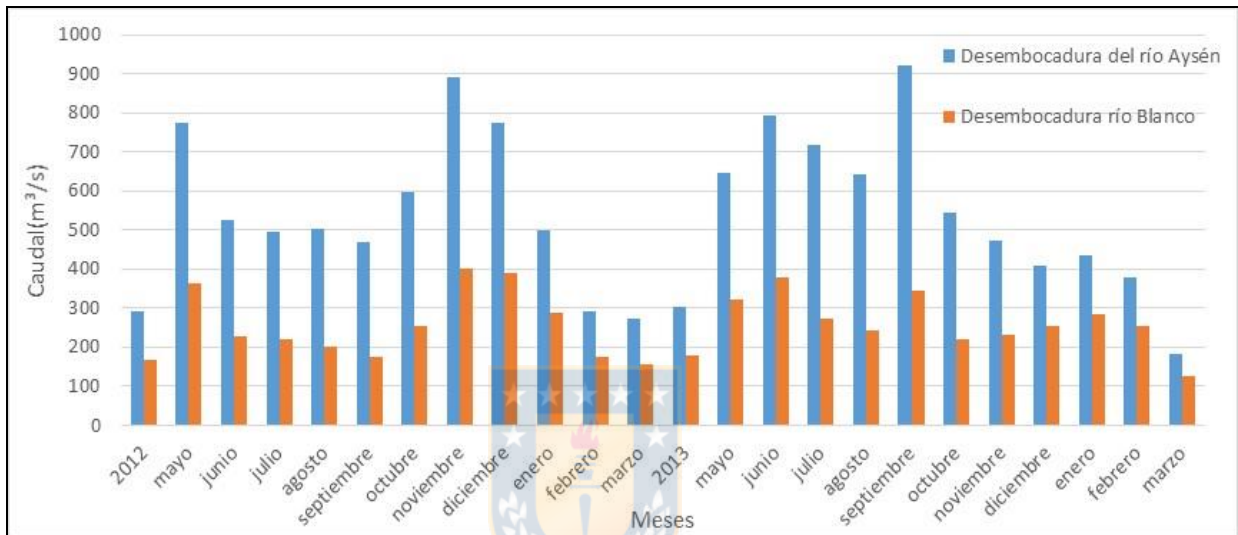


Gráfico 4.6. Hidrograma de las estaciones de cierre de los ríos Blanco y Aysén.

La subcuenca del río Mañihuales posee 3 estaciones fluviométricas, cuyos hidrogramas revelan un régimen hídrico nivo glacio pluvial (Anexo I). De estas estaciones, la que posee menor caudal, en relación a su área, es la perteneciente al cierre de la subcuenca del río Ñireguao, producto de las menores precipitaciones percibidas al ubicarse en el sector oriental (Tabla 4.1).

La subcuenca del río Simpson posee seis estaciones fluviométricas, las que se insertan en subcuencas en la zona cordillerana y cordones subandinos, entre ellas la de los ríos Blanco, Claro y Oscuro, al igual que la del río Simpson antes de la junta del río Coyhaique. Son cuencas pluvio nivales de mayor caudal en invierno si es un año húmedo o en primavera si es seco (Anexo I). En cambio, los ríos Coyhaique, Pollux y Huemules poseen una componente nival más importante que la componente pluvial, producto de su posición oriental de bajas precipitaciones, pero también de bajas temperaturas que permiten la acumulación de nieve. En este último caso es importante

mencionar que el deshielo es casi exclusivo de primavera, y las mayores precipitaciones ocurren en los meses de invierno (Anexo I).

4.2. SUELOS.

El suelo se forma por la alteración química y física del material parental a través del tiempo, por lo tanto, con la existencia de diferentes zonas climáticas y, diferentes regolitos, resultan distintos procesos evolutivos, que originan suelos de diferentes propiedades físicas y químicas (Hepp y Stolpe, 2014).

En la zona de estudio los materiales formadores de suelo son de origen ígneo, volcánico y sedimentario. El avance y retroceso de las grandes masas de hielo a fines del Neógeno y comienzos del Holoceno originaron una red hidrográfica de ríos caudalosos y lagos comunicados entre sí, con historial de continuas inundaciones y transportes de materiales que generaron los actuales suelos. Sin embargo, se hace mención especial a la intensa actividad de los volcanes Hudson, Maca, Kay, Mentolat y Melimoyu, cuyos depósitos de materiales piroclásticos cubren gran parte de la superficie de la región (Hepp y Stolpe, 2014).

4.2.1. Series de Suelo.

Con la información obtenida del estudio agrológico para suelos y materiales de la región de Aysén, llevado a cabo por el Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN, 2005), se realizó una caracterización espacial de los suelos de la cuenca en estudio (Figura 4.2).

La capacidad de campo (CC) es definida como el grado de humedad que contiene una muestra de suelo luego de haber drenado su agua gravitacional. El punto de marchitez permanente (PMP) corresponde a la humedad alrededor de la zona radicular que las plantas no son capaces de succionar. La diferencia entre ambos factores corresponde al agua utilizable por las plantas. Este último valor es fundamental para calcular la evapotranspiración real (ETR) (Custodio y Llamas, 1996 en Contreras, 2013). Sobre la base de estos parámetros se describen 12 series de suelos para la cuenca en estudio, la mayoría de granulometría gruesa, agrupados en el campo franco arenoso,

los cuales poseen un buen drenaje, con un bajo punto de marchitez permanente y capacidad de campo (Anexo I) (Figura 4.2).

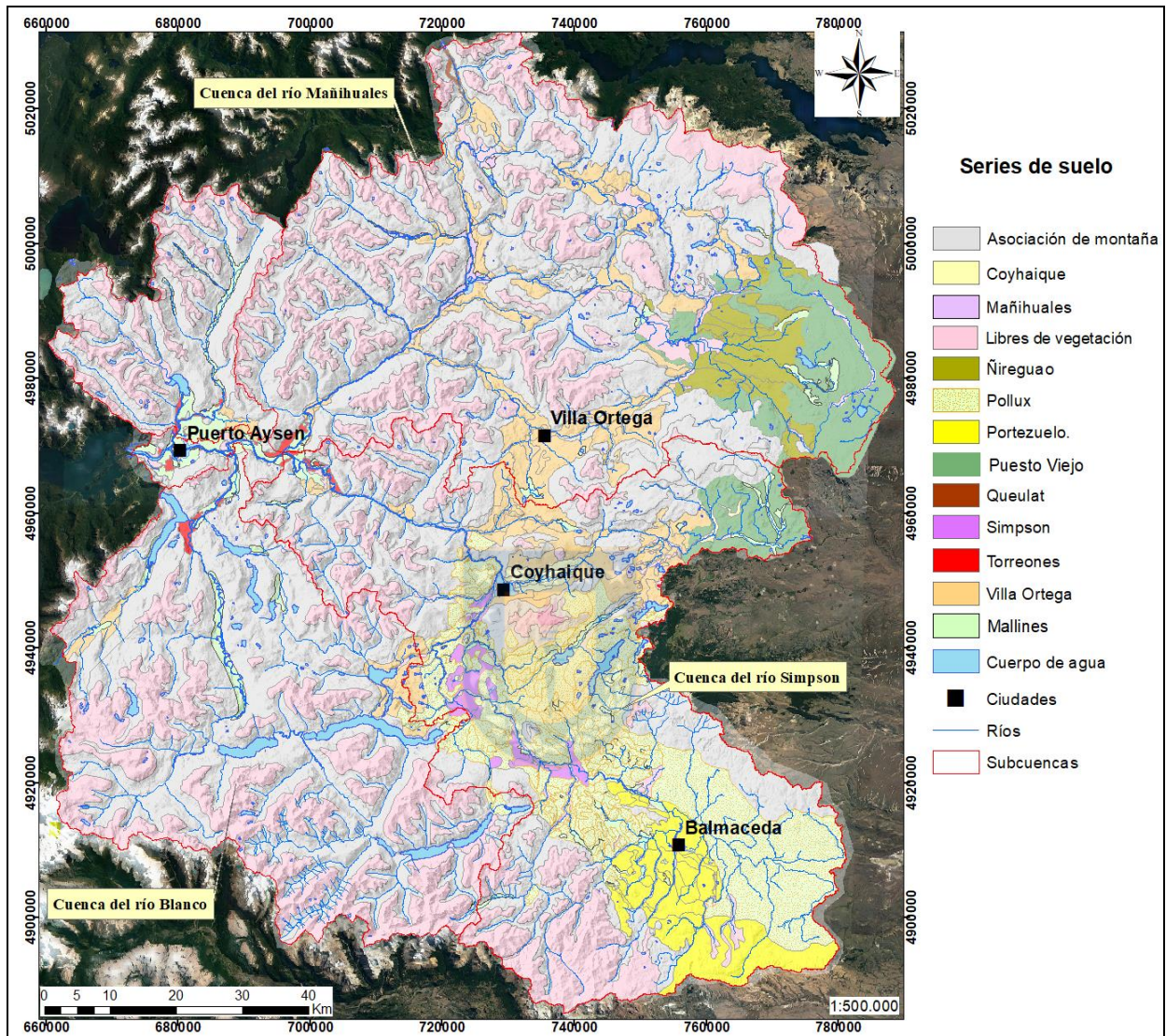


Figura 4.2. Mapa de series de suelo de la cuenca del río Aysén (Modificado de CIREN, 2005).

Los mallines, son terrenos que están generalmente saturados de agua hasta la superficie o cerca de ella, permanentemente o la mayor parte del año. Esta asociación de suelo agrupa a humedales, mallines, hualves, vegas y ñadis. Se encuentran los terrenos libres de vegetación en zonas de elevadas altitudes próximos a los glaciares. Estos terrenos comparados con los demás tipos de suelos, poseen un drenaje pobre, donde el exceso de agua es transformado casi exclusivamente en escorrentía superficial.

4.2.2. Usos de Suelo

La distribución de los usos de suelos de la cuenca del río Aysén, se realizó a partir de la información levantada por CONAF-UACH (2012). Se puede constatar que el 47,23% está cubierto por bosques de diferentes densidades, diferenciándose en bosque nativo, bosque mixto y plantaciones. El gran porcentaje de terrenos cubiertos por matorrales, praderas y estepas (30,43%), seguido de las zonas desprovistas de vegetación (14,27%). Además, las zonas de nieves y glaciares, humedales y cuerpos de agua con aproximadamente 7% del área de estudio (Figura 4.3 y Anexo I).

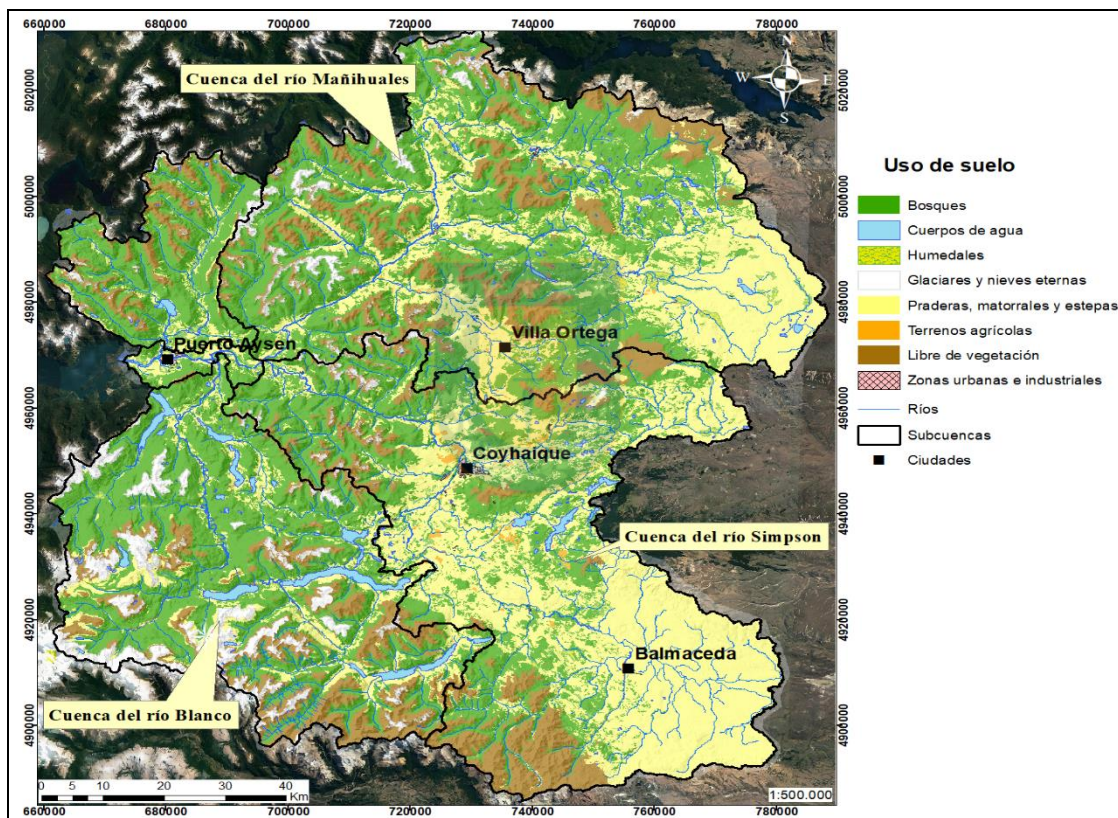


Figura 4.3. Mapa de uso de suelo de la cuenca del río Aysén (Modificado de CONAF-UACH, 2012).

En la Figura 4.3 se distingue que las subcuencas de la zona de estudio poseen notables diferencias en la cobertura de uso de suelo. La subcuenca del río Blanco posee la mayor superficie de bosque (60,3%), al igual que nieve y glaciares (25,6%). Al contrario de la subcuenca del río Simpson, con mayor área de estepas, praderas y matorrales (46,67 %) y sólo 35,71% de bosques. Estas diferencias se deben a las mayores pendientes en la subcuenca del río Blanco, mayor tasa de precipitación y menores efectos antrópicos, a diferencia de la subcuenca del río Simpson (Anexo I).

V. BALANCE HÍDRICO

El balance hídrico contempla los valores de entrada y salida del flujo, y la variación del agua almacenada en el sistema considerado, en un tiempo determinado. Cuando las entradas superan a las salidas, el volumen de agua almacenada aumenta y viceversa, por lo que se debe considerar una variación del almacenamiento (ΔS). Por otro lado, todos los componentes de balance están sujetos a errores de medida o estimación, por lo que se debe incluir en la ecuación un término residual (v).

La precipitación (P) en el caso de la cuenca del río Aysén es la única entrada al sistema. En cambio, las salidas corresponden a la evapotranspiración real (ETR), escorrentía directa (ESD) e infiltración (I). El término de almacenamiento se hace 0, debido a que los periodos secos y húmedos tienden a equilibrarse en largos lapsos, relativos al año hidrológico.

$$P = ETR + ESD + I + v$$

5.1. CÁLCULO DEL UMBRAL DE ESCORRENTÍA (P_0) Y PRECIPITACIÓN NETA (P_n)

Esta es una metodología desarrollada por el Servicio de Conservación de Suelos (SCS) de los Estados Unidos (1972), la cual fue modificada y utilizada por la Dirección General de Carreteras de España (Ministerio de Fomento, 2016). Calcula el umbral de escorrentía (P_0) o también llamada abstracción inicial, correspondiente a la cantidad de precipitación (P) necesaria para que se produzca escorrentía directa, que igualmente se conoce como precipitación eficaz o neta (P_n).

El umbral de escorrentía (P_0) es la cantidad de precipitación a partir de la cual el terreno no es capaz de infiltrar más agua y ésta fluye sobre la superficie en un flujo difuso. Varios factores intervienen en la determinación de P_0 : la humedad inicial del suelo, el uso del suelo, el tipo de suelo y la pendiente. La relación entre las variables es la siguiente:

$$P_n = (P - P_0)^2 / (P + 4P_0)$$

El umbral de escorrentía (P_o) se encuentra tabulado para cada uso de suelo relacionándolo con su pendiente y grupo hidrológico de suelo (Anexo I). Este parámetro disminuye al aumentar el contenido de arcilla en los suelos, al presentarse mayores pendientes y al disminuir la vegetación. También debe considerarse la condición de humedad preexistente en los suelos, que disminuyen el umbral de escorrentía en condiciones antecedentes húmedas (Anexo I). De esta forma, se calcula el umbral de escorrentía (P_o) de cada serie de suelo, dato clave para determinar la fracción de precipitación que se transformará en escorrentía directa e infiltración (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Parámetros del umbral de escorrentía (P_o) y grupo hidrológico de series de suelo.

Serie	Área Km ²	P_o mm	Grupo hidrológico
QUEULAT	5,9	76,6	A
SIMPSON	75,3	33,1	B
TORREONES	25,5	70,0	A
PORTEZUELO	418,8	64,9	A
VILLA ORTEGA	825,3	79,1	A
PUESTO VIEJO	506,3	60,2	A
POLLUX	1.240,4	41,6	B
ÑIREGUAO	245,4	61,4	A
MAÑIHUALES	23,1	68,0	A
Asociación de Montaña	5.182,5	81,6	A
COYHAIQUE	36,9	33,3	B
LIBRE DE VEGETACIÓN	3.792,0	7,6	D
Promedio		52,4	

Para determinar los montos de infiltración de aguas lluvias se introducen los datos climatológicos (T° y P) y características hidráulicas de cada serie de suelo a la planilla Easy-Bal. Ésta es una planilla de cálculo utilizada para estimar la recarga mediante el método de Thornthwaite (Custodio y Llamas, 1996). La planilla fue construida por los profesores Enric Vázquez-Suñé y Adolfo Castro del curso internacional de hidrología subterránea (2002). Este método permite estimar la Evapotranspiración potencial (ETP) a partir de datos mensuales de temperaturas y de la latitud. Una vez obtenida la ETP, la evapotranspiración real (ETR) se calcula teniendo en cuenta las características del suelo de la región en términos de disponibilidad de agua, es decir, considerando la capacidad de campo, el punto de marchitez permanente, la humedad inicial, la reserva útil, el espesor del suelo y la precipitación para el período considerado (Anexo I). A partir de los datos de ETR y de precipitación se cuantifica el déficit o exceso hídrico. En caso de existir exceso de agua, éste aportará a la recarga.

5.2. RESULTADOS DEL BALANCE.

El balance hídrico de la cuenca del río Aysén se realizó a escala de tiempo mensual entre los años 1996 y 2017. La relación entre las variables es la siguiente:

$$P = ESD + ETR + I$$

Dónde: P = precipitaciones totales

I = infiltración.

ESD = escorrentía directa o superficial.

ETR = evapotranspiración real.

El resumen del balance medio anual en periodo entre 1996 y 2017 se presenta en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2. Resumen del balance hídrico medio anual generado por la planilla Easy-Bal.

Serie de suelo	Área (Km ²)	Precipitación media anual (mm)	Infiltración (mm)	ETR (mm)	Esc. Directa (mm)
QUEULAT	5,88	1.657,00	304,07	558,43	804,72
SIMPSON	75,26	870,20	15,32	365,45	487,43
TORREONES	25,50	2.253,00	249,60	574,12	1.432,49
PORTEZUELO	418,83	389,00	88,46	276,97	37,19
VILLA ORTEGA	825,31	1.012,00	156,33	515,73	371,05
PUESTO VIEJO	506,34	395,00	85,84	287,11	35,70
POLLUX	1.240,45	590,00	52,10	357,14	197,21
ÑIREGUAO	245,35	499,40	88,58	365,26	70,20
MAÑIHUALES	23,14	1.512,00	115,56	554,26	754,45
Asociación de montaña	4.980,90	1.532,20	354,27	543,77	648,45
COYHAIQUE	36,87	712,00	16,96	352,27	345,71
Libre de vegetación	3.792,00	1.546,25	0,19	91,06	1.448,74
Promedio		1.280,85	167,57	351,05	762,23
%			13,08	27,41	59,51

En la Tabla 5.2, se observa el promedio ponderado anual de la precipitación, infiltración, ETR y ESD para cada serie de suelo calculado por la planilla Easy-Bal. El 27,4 % de la precipitación media anual de la cuenca en estudio se transforma en evapotranspiración (Figura 5.1 y Anexo I). Mientras que el 59,5 % de la precipitación anual se convertirá en escorrentía directa, lo cual permite que el 13,1% se infiltre a través de los suelos (Figura 5.2, Figura 5.3 y Anexo I). Las series de suelo que experimentan mayor infiltración corresponden a los grupos hidrológicos tipo A, principalmente las que reciben mayor cantidad de precipitación, por lo tanto, ubicadas al occidente. Sin embargo, las series orientales tales como Portezuelo, Ñireguao y Puesto Viejo, caracterizadas

por su gran porcentaje areal de praderas, poseen infiltración mayor a su escorrentía directa, debido a que, en la mayoría de las ocasiones, las precipitaciones orientales de bajas tasas no superan el umbral de escorrentía (Anexo I).

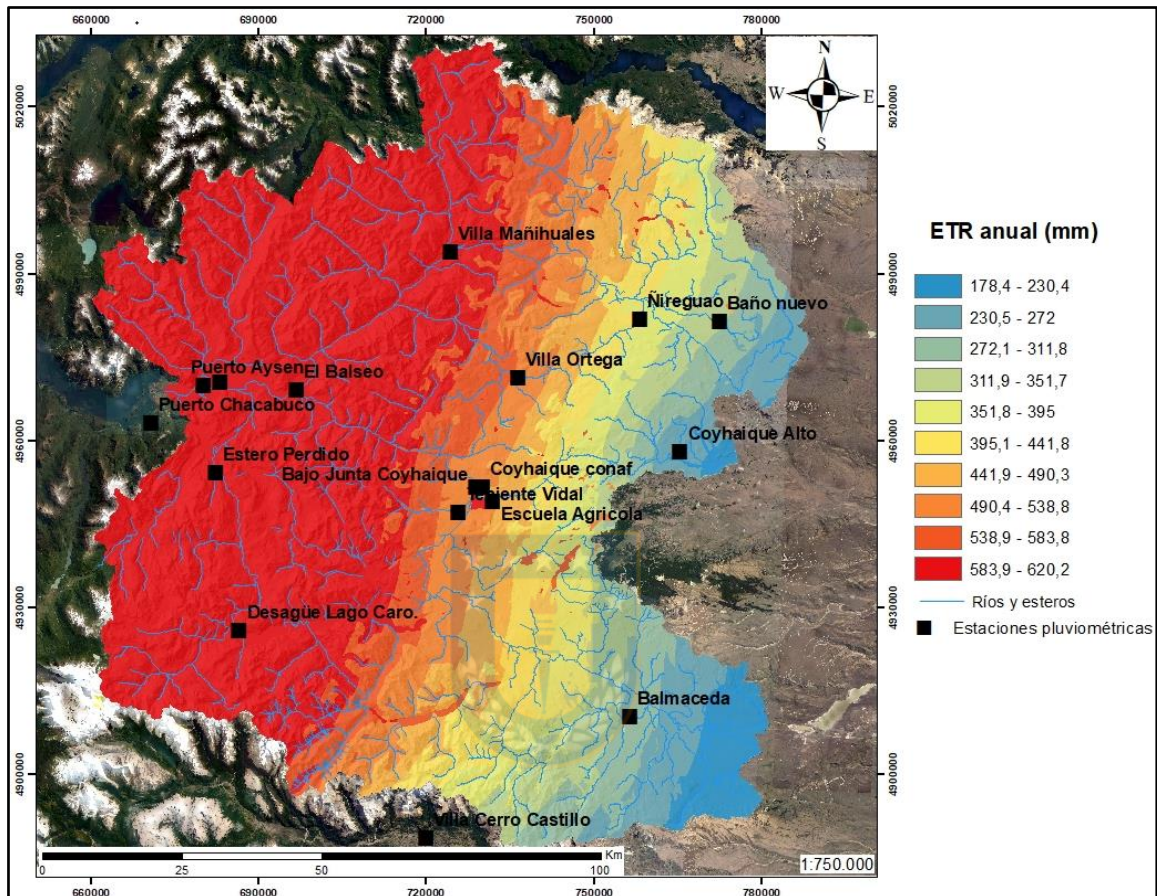


Figura 5.1. Distribución espacial del ETR anual para la cuenca del río Aysén.

A nivel mensual, las series de suelo que se distribuyen en la zona oriental, de menor precipitación, poseen infiltración y escorrentía directa más importante en los meses de otoño e invierno (mayo a agosto), mientras que el ETR es mayor en los meses estivales, donde la mayoría de las veces no hay infiltración ni escorrentía directa (Anexo I).

Los suelos que reciben mayor precipitación ubicados al occidente o mayor altura, no ven condicionada su mayor ETR en primavera y verano, y presentan los mayores valores de este componente, a excepción de las zonas de libre vegetación, donde la mayoría de la precipitación se transforma en escorrentía directa, sin infiltración (Tabla 5.2, Figura 5.3 y Anexo I).

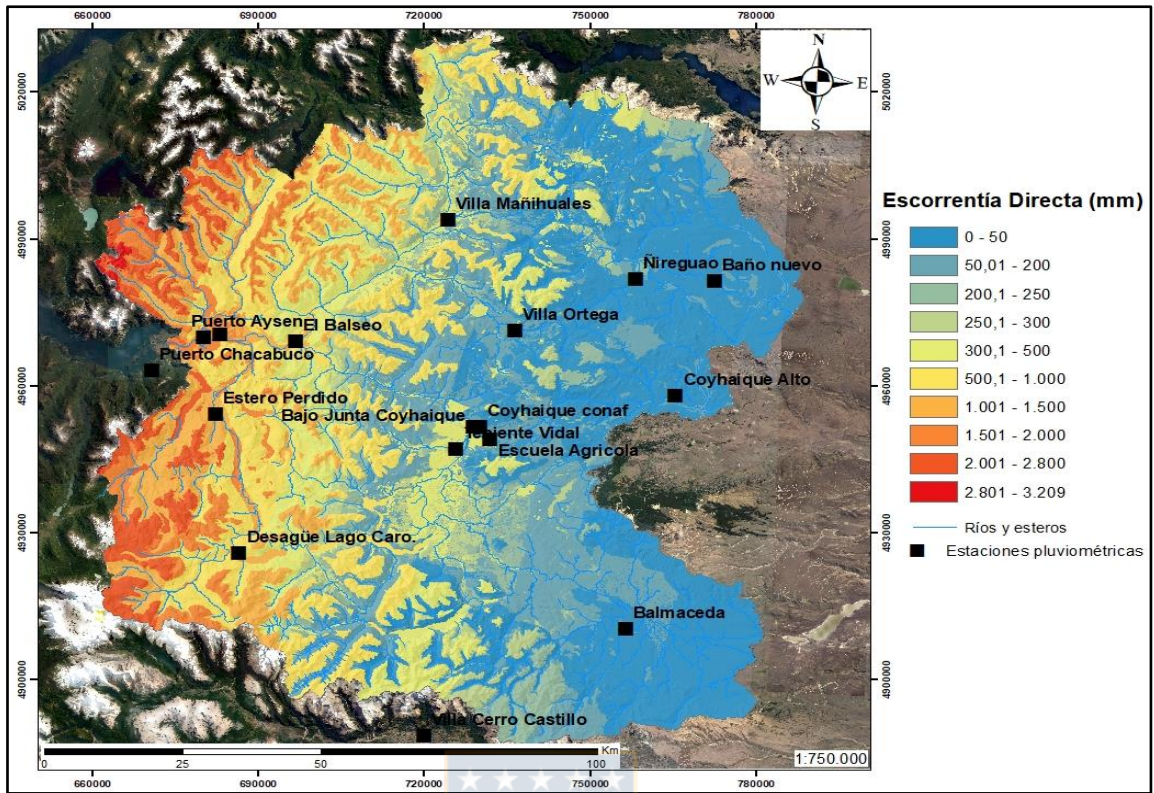


Figura 5.2. Distribución espacial de la escorrentía directa en la cuenca del río Aysén.

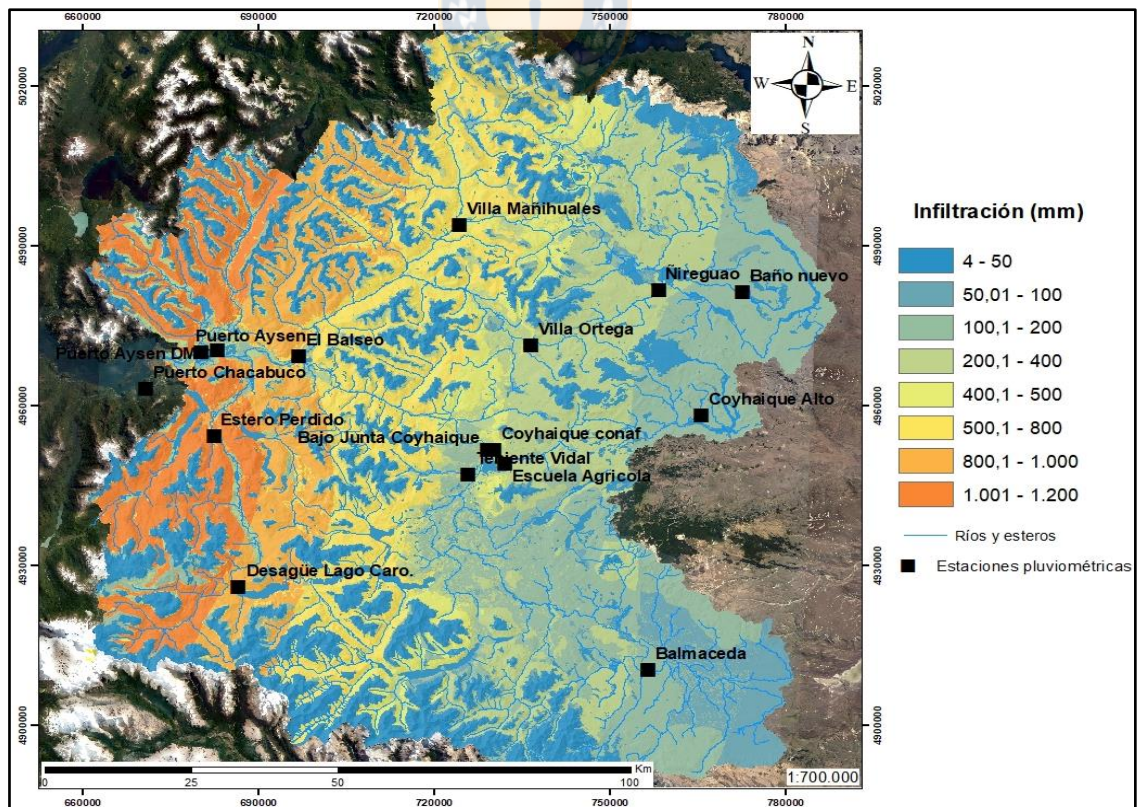


Figura 5.3. Distribución espacial de la infiltración en la cuenca del río Aysén.

VI. HIDROGEOLOGÍA

6.1. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS

La información hidrogeológica de la cuenca del río Aysén, se concentra en los sectores alrededor de la ciudad de Coyhaique. En los expedientes de la DGA se registran decenas de captaciones someras y sólo seis pozos profundos. También se ha realizado un número no menor de prospecciones geofísicas, incluyendo sondeos eléctricos verticales (SEV), transiente electromagnético (TEM), tomografía de resistividad eléctrica (ERT) y perfiles gravimétricos (CEGA, 2017; Muñoz 2018 y SERNAGEOMIN, 2012). Sin embargo, el resto de la zona de estudio no posee información de carácter hidrogeológico.

Las unidades hidrogeológicas se han clasificado sobre la base del potencial para transmitir agua de cada unidad litológica de la zona de estudio, ya sea que se encuentre en condición saturada, parcialmente o no saturada. A continuación, se describen las unidades hidrogeológicas presentes en el área de estudio, según la metodología de Struckmeyer y Margat (1995). En la Figura 6.1 se presenta el diagrama de clasificación de acuerdo a esta metodología.

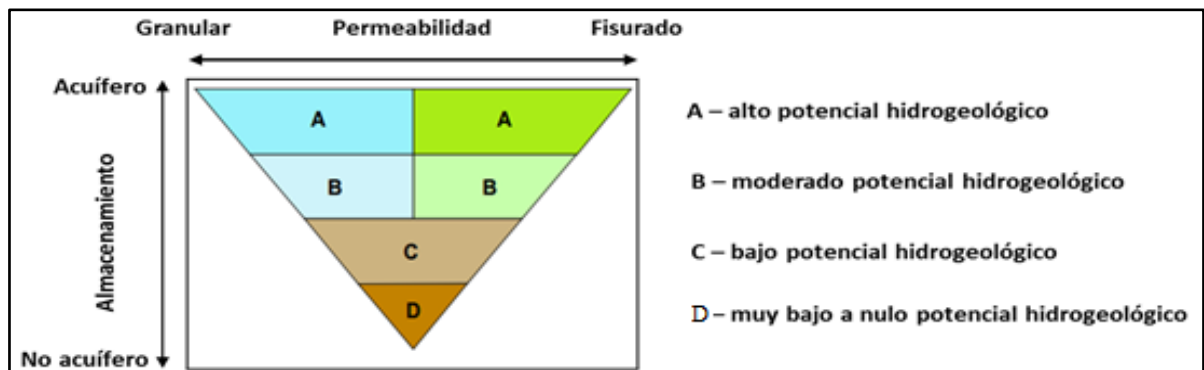


Figura 6.1. Criterio de clasificación del potencial hidrogeológico (Tomado y modificado de Struckmeyer y Margat, 1995)

Esta metodología clasifica unidades hidrogeológicas de acuerdo a su tipo de permeabilidad:

- Granular: ambiente de porosidad primaria de los sedimentos detríticos (gravas, conglomerados, arenas y areniscas), que tienen buenas condiciones para almacenar y transmitir el agua.

- Fisurado: ambiente fracturado que se localiza en las fracturas de las rocas plutónicas y metamórficas (granitoide, andesitas, basaltos, pizarras, esquistos, cuarcitas, etc.), las cuales han sido consideradas como impermeables, pero que actualmente, con el avance de las técnicas de perforación en rocas duras se ha demostrado la existencia de un complejo medio acuífero fisurado muy anisótropo.

Cada unidad está clasificada en cuatro clases según su potencial hidrogeológico: alto, moderado, bajo y muy bajo a nulo. Cada clasificación consideró la capacidad productiva y extensión lateral de las unidades. De este modo, se determinaron 11 unidades hidrogeológicas, de las cuales 5 corresponden a rocas consolidadas y 6 a depósitos semiconsolidados a no consolidados (Figura 6.2 y Anexo III).

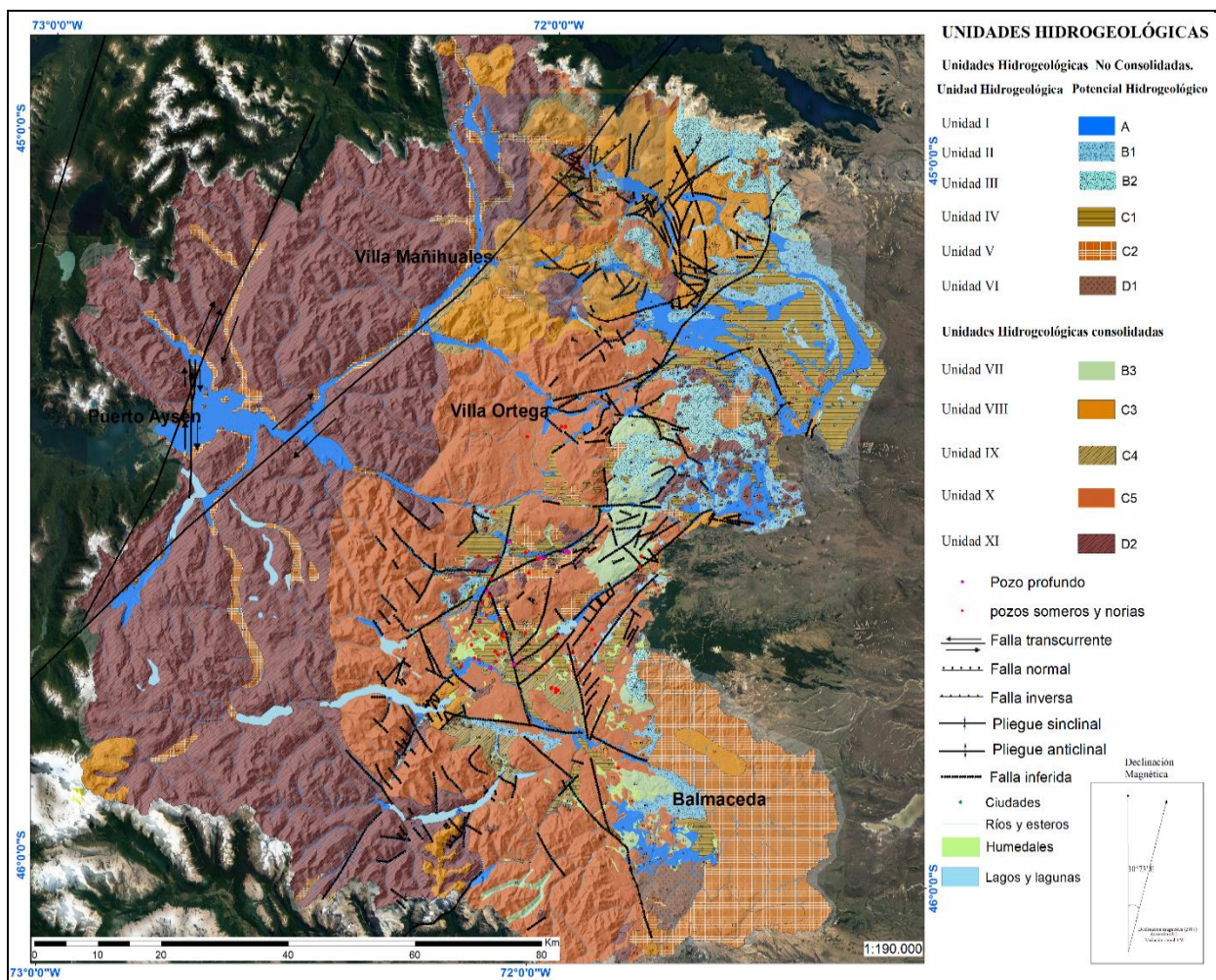


Figura 6.2. Distribución de unidades hidrogeológicas de la cuenca del río Aysén (elaboración propia).

6.1.1. Unidades hidrogeológicas no consolidadas.

6.1.1.1. Unidades de alto potencial hidrogeológico.

- Unidad 1 (A)

Está constituida por depósitos de gravas, gravas arenosas y arenas de origen fluvial, glaciofluvial y aluvial, que forma parte de un acuífero freático intergranular con materiales altamente permeables y que, por su cercanía a los cauces, estaría en contacto directo con éstos, lo cual fue confirmado por un ensayo de bombeo en el pozo PC-2, donde el nivel dinámico al bombear a un caudal constante de 18 L/s, se estabiliza en una cota similar a la del río (SERNAGEOMIN, 2012).

Las prospecciones geofísicas (SEV, TEM y ERT) han medido potencias mínimas de 10 m, alcanzando más de 50 m en las terrazas altas del río Simpson. Se distribuye en las terrazas altas, llanura de inundación actual y zonas de confluencia de los principales ríos, destacando la de los ríos Simpson y Pollux, y el sector denominado El Ciruelo (SERNAGEOMIN, 2012). También en la zona de la ciudad de Puerto Aysén, los depósitos fluviales y glaciofluviales, poseen potencias que alcanzan los 400 m, limitados por las rocas intrusivas del Batolito Norpatagónico (CEGA, 2017).

Según Sanders (1998) su porosidad eficaz varía desde 13% a 35 %, mientras que su conductividad hidráulica entre 1 y 100 m/día.

6.1.1.2. Unidades de moderado potencial hidrogeológico.

- Unidad 2 (B1).

Unidad constituida por gravas y arenas no consolidadas de origen fluvial, depositadas en paleocauces o cauces actuales de valles secundarios, fluvio-glaciares, glaciares de fondo, deltaicos y aluviales. Conforman acuíferos freáticos cuya alta permeabilidad varía de 1 a 10^2 m/día (Sanders, 1998). Su potencia fluctúa entre 2 y 30 m, y está dispuesta generalmente en posición colgada

respecto a los valles principales que drenan en forma de manantiales que afloran en cortes de terreno. El aprovechamiento de pozos someros en esta unidad fluctúa en un rango de 0,1 a 4 L/s (SERNAGEOMIN, 2012).

Según Sanders (1998) su porosidad eficaz oscila entre 10% y 35%, mientras que su conductividad hidráulica varía entre 0,01 y 100 m/día.

- Unidad 3 (B2)

Está constituida por las Formación La Galera y Gravas de la Meseta Boscosa. La primera consiste en secuencias semiconsolidadas de conglomerados clastosoportadas con intercalaciones de areniscas conglomerádicas, mientras que la segunda está formada por depósitos mal seleccionados de grava, arena y limo, de origen glacial, dispuestos bajo la actual superficie de erosión en los cerros orientales (Suárez y De la Cruz, 2007). De este modo, las gravas con arena en la matriz y los conglomerados tienen una K (m/día) que va desde 1 a 10^2 m/día (Sanders, 1998). Si bien, esta unidad posee una litología de elevada permeabilidad, debido a su posición topográfica y a la nula prospección hidrogeológica se la encasilla con un potencial hidrogeológico B.

6.1.1.3. Unidades de bajo potencial hidrogeológico.

- Unidad 4 (C1)

Está integrada por depósitos de origen glacial correspondientes a sedimentos morrénicos (excepto de fondo). Los clastos varían su tamaño desde bloques a arenas en una matriz de material fino (arcilla y limo). En general, las secuencias que tienen alto porcentaje de material fino no constituyen buenos acuíferos, sino que se comportan como acuitardo ($K < 10^{-2}$ m/d), ya que poseen conductividad hidráulica baja (Sanders, 1998). Las prospecciones geofísicas (SEV y TEM) miden bajas resistividades, generalmente entre 15 a 70 Ω m, rango muy común para arcillas saturadas en agua (CEGA, 2017; SERNAGEOMIN, 2012). A pesar de su baja permeabilidad, hay captaciones someras de bajo caudal. Debido a estos antecedentes, se clasifican con un potencial hidrogeológico C.

- Unidad 5 (C2)

Está integrada por granulometrías que forman acuíferos de muy mala calidad o definitivamente no conforman acuíferos. Es el caso, de los depósitos coluviales y de remoción en masa, en posiciones de taludes y vertientes. Esta unidad se comporta, generalmente, como confinante. Sin embargo, su heterogeneidad granulométrica permite la existencia de pozos de baja productividad, como lo evidencian algunas captaciones someras (SERNAGEOMIN, 2012).

6.1.1.4. Unidades de muy bajo a nulo potencial hidrogeológico.

- Unidad 6 (D1)

Consiste en tobas riódacíticas de caída, flujos piroclásticos y tufitas, mal consolidadas y deleznales de la Formación Oscuro, además de los depósitos lacustres y glaciolacustres ricos en finos. La baja porosidad y permeabilidad de estos depósitos (según Sanders (1998) varía de 10^{-10} a 10^{-3} m/día), común en acuitardos y acuicluidos, permiten clasificar a esta unidad como una de nulo potencial hidrogeológico (D).

6.1.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS EN ROCAS CONSOLIDADAS.

6.1.2.1. Unidades de moderado potencial hidrogeológico.

- Unidad 7 (B3).

Formada por rocas volcánicas de composición basáltica, andesítica y dacítica, con disyunción columnar de la Formación El Toro y Basaltos Balmaceda. La estructura y la composición basáltica le permite alta porosidad y permeabilidad, alcanzando valores de 1% a 10 % para la porosidad total y de 0,00005% a 0,001% para la eficaz (Sanders, 1998). Presenta una conductividad hidráulica de 0,1 a 10^6 m/día (Sanders, 1998). No hay prospecciones de carácter hidrogeológico en esta formación, pero al poseer alto fracturamiento su potencial hidrogeológico se clasifica como B.

6.1.2.2. Unidades de bajo potencial hidrogeológico.

- Unidad 8 (C3)

Consiste en secuencias volcánicas pertenecientes a la Formación Ibáñez caracterizadas por rocas piroclásticas con intercalaciones de lavas dacíticas, riolíticas y, subordinadamente, andesíticas. Cubren aproximadamente el 5% del área de estudio. La porosidad total de estas rocas es muy variable llegando a ser tan baja como 10% e incluso hasta 50%. De la misma forma la porosidad eficaz varía desde 20% a 0%. El rango de la conductividad hidráulica es amplio, siendo en general menor en las secuencias volcánicas ácidas y mayor en las de composición basáltica, debido a la mayor cantidad de vesículas de estas últimas, con rangos que van desde 10^{-6} a 10^{-2} m/día (Custodio y Llamas, 1996; Saar y Manga, 1999; Wright y otros, 2009).

La porosidad secundaria de estos tipos de rocas es fundamental para determinar sus características acuíferas. Suárez y De la Cruz (2007) describieron suaves sinclinales y anticlinales en la zona cordillerana, además de numerosas fallas en los distritos mineros El Toqui y Katterfeld, por lo que pueden formar acuíferos de importancia. Esto último es apoyado por sondajes eléctricos verticales (SEV) realizados por SERNAGEOMIN (2012), los cuales detectan rangos de resistividades entre 60 a 70 ohm*m, anormales para este tipo de roca, probablemente saturada en agua o por su condición geomecánica. Debido a las características expresadas, esta unidad es clasificada con potencial hidrogeológico C, y se recomienda efectuar nuevos estudios hidrogeológicos en ella.

- Unidad 9 (C4)

Integrada por las formaciones sedimentarias del Grupo Coyhaique, dentro de las cuales las formaciones Katterfeld y Apeleg son las que afloran mayoritariamente en el área. En general, están bien consolidadas, sin indicios de meteorización y/o alteración (Suazo, 2007; De la Cruz y otros, 2003).

Sin embargo, diferentes autores las han descrito con diferente grado de fracturamiento. Suárez y de la Cruz (2007) describen un alto fracturamiento y pliegues de bajo ángulo de estas formaciones

al oriente de la cuenca. Esta descripción es corroborada por Gianni y otros (2019), inmediatamente al noreste, en la localidad de Apeleg. Por el contrario, Suazo (2007) indica que están bien consolidadas, sin indicios de meteorización ni fracturamiento importante en la subcuenca del río Blanco. De esta forma, la porosidad total según Sanders puede variar entre 5 y 50% y la porosidad eficaz entre 0,5 y 10%. La conductividad hidráulica está en el rango de 10^{-5} y 1 m/día (Saavedra, 2009).

En estudios realizados en la subcuenca del río Simpson por Muñoz (2018), se calcula la conductividad hidráulica de muestras de la Formación Katterfeld con rango que varía de $2,28 \times 10^{-3}$ m/día a $5,58 \times 10^{-1}$ m/día. Según Custodio y Llamas (1996) se puede clasificar como un acuitardo a un acuífero pobre. Según prospección geofísica (TEM), la resistividad de esta formación de 0,3 a 5 Ω m indica que está saturada en agua y agrega que algunos sectores fracturados, podrían constituir un acuífero importante (Muñoz, 2018). Los SEV realizados por SERNAGEOMIN (2012), tienen rangos de 50 a 200 Ω m, que señalan dos posibilidades: está saturada en agua o bien, sólo es una zona fracturada.

Los pozos y sondajes profundos en esta unidad para la zona de Coyhaique, no han tenido un aporte de agua significativo, por lo que no han sido habilitados (SERNAGEOMIN, 2012). No obstante, la existencia de un pozo al norte de la ribera del río Coyhaique, posiblemente relacionado con la falla Coyhaique, con extracciones de hasta 2,5 L/s, además de vertientes que emanan de cortes topográficos tanto naturales como artificiales de esta formación (zona de Coyhaique y Pollux) y su heterogeneidad geomecánica la permiten clasificar como unidad de bajo potencial hidrogeológico C.

- Unidad 10 (C5)

Unidad de brechas volcánicas pertenecientes a la Formación Divisadero. La porosidad y permeabilidad primaria de estas rocas dependen del grado de consolidación. Pero pueden tener permeabilidad secundaria por alteración o fracturamiento. Este es el caso de un pozo localizado al norte de la junta de los ríos Coyhaique y Simpson inserto en esta formación, donde esta mapeada una falla. Este pozo posee un caudal de extracción de 10 L/s (SERNAGEOMIN, 2012).

No obstante, el resto de las brechas que forman esta unidad, están bien consolidadas y con bajo grado de alteración, lo que no permite desarrollar una buena permeabilidad secundaria. Bedinger y otros (1989 en Suazo, 2007) estiman valores para la conductividad hidráulica media a tobas soldadas y fracturadas con resultados de 1 m/día, en tanto para las no soldadas y friables la conductividad hidráulica es de 4×10^{-5} m/día, con lo que el potencial hidrogeológico de esta unidad es clasificado como C.

6.1.2.3. Unidades de muy bajo a nulo potencial hidrogeológico.

- Unidad 11 (D2)

Formada por rocas ígneas intrusivas cristalinas pertenecientes al Batolito Norpatagónico, Granito Lago Largo, Complejo Intrusivo Castor, Gabro Bandurrias e hipabisales y filones, con litología que varía principalmente de granito a tonalitas. Cubren aproximadamente el 40% del área de estudio.

Según Suazo (2007) y Contreras (2013) en las subcuencas de los ríos Blanco y Simpson estas rocas no tienen fracturamiento importante, por lo tanto, el rango estimado de valores de porosidad, tanto total como eficaz, es de 0,01 a 1% y 0,0005%, respectivamente (Sanders, 1998). Los valores de conductividad hidráulica según Sanders (1998) para las rocas intrusivas sin fracturamiento varían de 10^{-9} a 10^{-5} m/día.

La conductividad hidráulica de los intrusivos ácidos, hipabisales y Gabro Bandurrias ubicados en las cercanías de la ciudad de Coyhaique, según Muñoz (2018) es de $6,47 \times 10^{-7}$; $6,46 \times 10^{-6}$ y 10^{-5} m/s, respectivamente. En general, posee una porosidad secundaria, sólo local, evidenciada por algunas vertientes aflorantes en los valles (Saavedra, 2009).

Sin embargo, debido a que la mayoría de los afloramientos intrusivos son macizos bien consolidados, con una muy baja o nula probabilidad de albergar un acuífero, se clasifica como unidad D. No obstante, se requiere un estudio de mayor detalle para zonificar la permeabilidad secundaria ligada a su meteorización y fracturamiento.

VII. HIDROQUÍMICA E ISÓTOPOS ESTABLES.

La Hidrogeoquímica es la rama de la Geología que se preocupa de estudiar la composición química de las aguas tanto superficiales como subterráneas, y su relación con las rocas de la corteza terrestre (Custodio y Llamas, 1996). Las investigaciones hidrogeoquímicas realizadas a lo largo del tiempo han tenido diferentes objetivos, como por ejemplo la prospección de yacimientos minerales, zonificación de la calidad de aguas, identificación de zonas de recargas y fuentes de contaminantes, dirección del flujo de las aguas subterráneas (Werner, 1996). Todos estos resultados han contribuido al conocimiento de los diferentes sistemas hidrogeológicos (Werner, 1996).

Para abordar el estudio hidrogeoquímico de las aguas tanto superficiales como subterráneas se debe analizar de manera retrospectiva, los diferentes procesos y fenómenos físico-químicos que ocurrieron durante la evolución de su composición y transporte a través del medio poroso, desde la toma de la muestra hasta la infiltración de la precipitación en la zona de recarga, en el inicio del ciclo hídrico para el sistema en estudio.

Los factores físico-químicos que intervienen esencialmente en la modificación de la composición de las aguas son: la solubilidad de los minerales, contenidos de gases disueltos, pH, potencial redox, fuerza iónica y efecto de ión común (Fagundo, 2003). Sin embargo, se debe adicionar el porcentaje y tipo de porosidad de la unidad hidrogeológica, ya que de este factor dependerá la velocidad de circulación de las aguas, tiempo de residencia e interacción con las rocas (Custodio y Llamas, 1996).

Para comprender los factores y procesos del ciclo hídrico en el cual se encuentra la cuenca del río Aysén fueron realizadas 354 mediciones in situ de parámetros fisicoquímicos (pH, STD, Ce y T°) con un equipo multiparamétrico portátil HI 98129/HI 98130, en distintos cuerpos de agua de la cuenca. También fueron analizadas 130 muestras de iones mayoritarios (HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , SiO_2 , K^+ , Cl^-) en el Laboratorio Analítico de ACME en Vancouver, Canadá. Igualmente, que se tomaron 108 muestras para análisis isotópicos de Deuterio ($\text{D}/^1\text{H}$) y Oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) en diferentes cuerpos de agua de cuenca en estudio, las que fueron analizadas en el Laboratorio de la Universidad de Duke en E.E.U.U (Anexo II).

Sobre la base de la información mencionada, fue realizado un análisis tanto estadístico como espacial, con el objetivo de distinguir los procesos físico-químicos y geológicos que explican la composición de las aguas de la cuenca del río Aysén tanto a escala regional como local.

7.1. BALANCE IÓNICO

El balance iónico corresponde al error que se obtiene al realizar el análisis químico de las aguas y resulta aplicando la siguiente fórmula (Custodio y Llamas, 1996).

$$Error(\%) = \frac{\sum cat - \sum ani}{\sum cat + \sum ani} \times 100\%$$

Dónde: $\sum cat$: Sumatoria de cationes (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+).
 $\sum ani$: Sumatoria de aniones (HCO_3^- , SO_4^{-2} , Cl^-).

El error admisible depende de la conductividad eléctrica (Ce), es decir, a mayor conductividad eléctrica de la muestra menor será el error admitido (Tabla 7.1) (Custodio y Llamas, 1996).

Tabla 7.1. Relación entre la conductividad eléctrica y el error admisible de una muestra.

Conductividad	$\mu S/cm$	50	200	500	2.000	>2.000
Error admisible	%	30	10	8	4	4

Prácticamente la totalidad de las muestras de la cuenca en estudio poseen una conductividad eléctrica menor a las 200 $\mu S/cm$, cuyos resultados del balance iónico para la mayoría son menores al umbral de 10% de error admisible (Anexo II).

7.2. PARÁMETROS FÍSICO - QUÍMICOS.

Las mediciones de los parámetros físico-químicos fueron realizadas in situ, con un equipo multiparamétrico portátil HI 98129/HI 98130, en distintos cuerpos de agua de la zona de estudio (Anexo II). En general, poseen bajas concentraciones de sólidos disueltos y pH dentro de los rangos de aguas dulces (Custodio y Llamas, 1996; Wenner, 1996).

7.2.1. pH

Este parámetro está determinado por el logaritmo inverso de la concentración de iones libres de hidrógeno (H^+) en solución. Según Custodio y Llamas (1996) el pH de las aguas subterráneas fluctúa entre 6,5 a 8. Sin embargo, durante la precipitación se produce la hidrólisis del CO_2 atmosférico disuelto, permitiendo rangos de pH normales levemente ácidos (Appelo y Postma, 2005). Proceso que se acentúa en la infiltración, debido a la abundancia del CO_2 , en la porosidad del suelo, generado por la respiración de las raíces de las plantas y microorganismos, que permite pH incluso de 4,5 (Fagundo, 2003). Posteriormente, el agua ácida mediante disolución e hidrólisis de minerales, principalmente de la zona vadosa, provoca su alcalinización (Werner, 1996).

En la Figura 7.1, se observa una clara tendencia E-W de la distribución del pH en la cuenca, donde aumenta la basicidad de las muestras de agua hacia el oriente. El rango de pH es amplio y varía entre 5,27 y 10,3, con una media ponderada (área de subcuencas) levemente básica de 7,38.

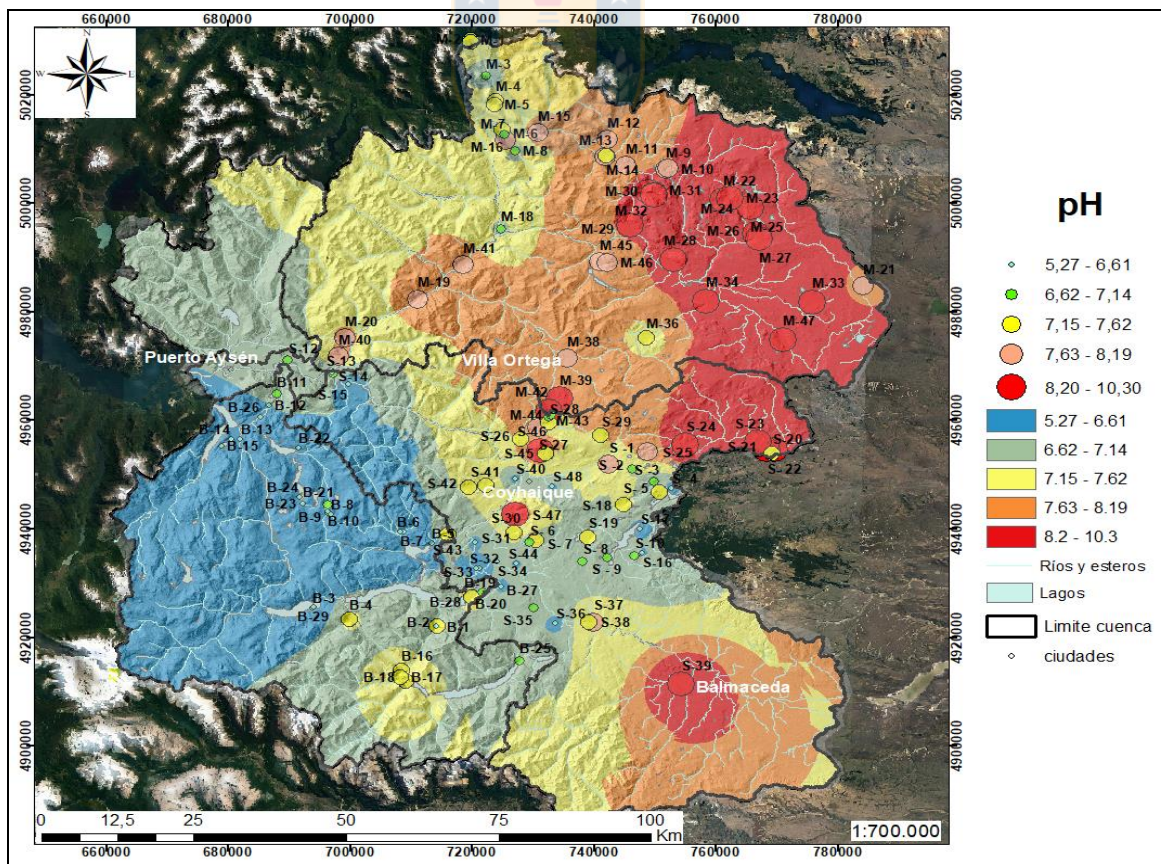


Figura 7.1. Distribución espacial de pH de la cuenca del río Aysén.

La mayor acidez es observada en la sección occidental del área de estudio, representada por la subcuenca del río Blanco, la cual tiene pH que fluctúan entre 5,27 y 7,57, con una media de 6,55. Estos valores resultan de la elevada tasa de precipitación que permite alta velocidad de renovación tanto de aguas subterráneas como reservorios superficiales. Además, permite una constante lixiviación de los productos de la meteorización, tal como ocurre con las bases correspondientes a alcalinos y alcalinos térreos, principalmente pertenecientes al Batolito Norpatagónico, Formación Divisadero y depósitos no consolidados. También la baja a nula porosidad secundaria y minerales cristalinos poco reactivos del Batolito Nortpatagónico permiten que el rango de pH se mantenga ácido a neutro, similar a la precipitación.

En cambio, la evidenciada evolución alcalina hacia la zona oriental de la cuenca, con un rango de pH que varía de 6,12 a 10,3, con un promedio de 7,66, se debe por un lado a la marcada disminución de la tasa de precipitación, y por otro a la litología con mayor disponibilidad de minerales reactivos tal como los carbonatos y silicatos de las unidades hidrogeológicas de origen sedimentario y volcánico. Adicionalmente la permeabilidad tanto primaria como secundaria de estas formaciones, permite la hidrólisis de estos minerales, con una escasa o estacional lixiviación de las bases producida por la meteorización que conduce a la basicidad del agua.

7.2.2. Conductividad Eléctrica (Ce)

Este parámetro depende esencialmente de la temperatura y el contenido de los iones disueltos, además de otros parámetros importantes tales como el tipo de sal, tiempo de residencia, velocidad, distancia de movimiento y tipo de roca caja (Hem, 1989).

Los cuerpos de agua muestreados en la cuenca tienen una clara tendencia a disminuir la Ce hacia la zona occidental, donde las conductividades son comúnmente menores a 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y poseen una mediana de 27,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Representan específicamente a la subcuenca del río Blanco y occidente de la subcuenca Mañihuales (Figura 7.2). La baja conductividad y pH, se explica por la elevada tasa de precipitación, que permite una rápida renovación de las aguas tanto superficiales como subterráneas, al igual que una constante lixiviación de los productos de la meteorización, evidenciado por la similitud con el rango de Ce del agua lluvia (5-30 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Werner, 1996).

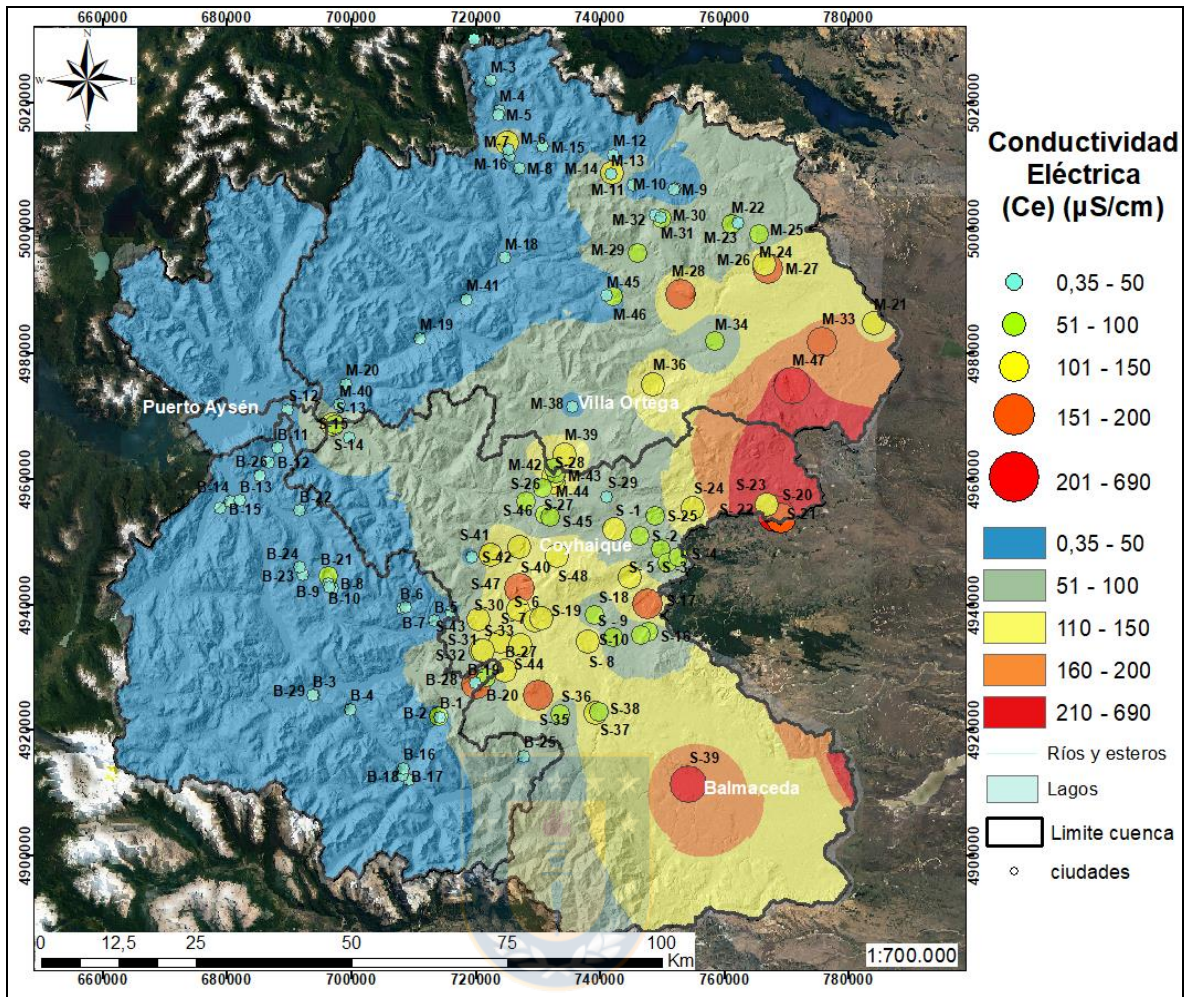


Figura 7.2. Distribución de la conductividad eléctrica de la cuenca del río Aysén.

Al oriente del área de estudio, en la subcuenca del río Simpson y oriente de la subcuenca del río Mañihuales, tanto el agua subterránea como la superficial poseen conductividades con una mediana de 122,9 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en su mayoría en el rango entre los 50 y 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, a excepción de valores anómalos ubicados en el extremo oriental correspondientes a la laguna Los Cóndores (S-21) y humedal Flamenco (S-22), con conductividades de 693 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 371 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente (Figura 7.2). A diferencia de la zona occidental, las mayores conductividades del sector oriental se explican, por el afloramiento de unidades hidrogeológicas de origen volcánico y sedimentario de mayor permeabilidad y mineralogía más susceptible a la meteorización. La menor tasa de precipitación, inferior a la evapotranspiración la mayor parte del año, permite la acumulación en los primeros horizontes de suelo de sales provenientes de la precipitación. Esto último produce que el agua de recarga estacional posea mayor contenido de sales.

7.2.3. Sólidos totales disueltos (STD).

Este parámetro mide la concentración (ppm o mg/L) de todas las sustancias disueltas en el agua, sean o no volátiles (Custodio y Llamas, 1996). Los sólidos totales disueltos en las precipitaciones tienen un rango de 1 a 40 ppm, pero debido al aumento con la profundidad de la disolución de los minerales, de las temperaturas y de los tiempos de residencia, al igual que a la intensa evaporación en superficie, las aguas pueden alcanzar valores de hasta 300.000 ppm (Hem, 1989; Werner, 1996).

Las muestras poseen buena calidad como agua potable, de rango entre 3 ppm y 168 ppm (Figura 7,3). Al igual que en la conductividad eléctrica, se observa una clara tendencia a aumentar hacia la zona oriental. De esta forma, la zona occidental tiene una mediana de 18 ppm, a diferencia de los 67,2 ppm correspondientes a la zona oriental. La disposición de STD, se explica principalmente por la diferencia litológica y climática, mencionadas en la conductividad eléctrica.

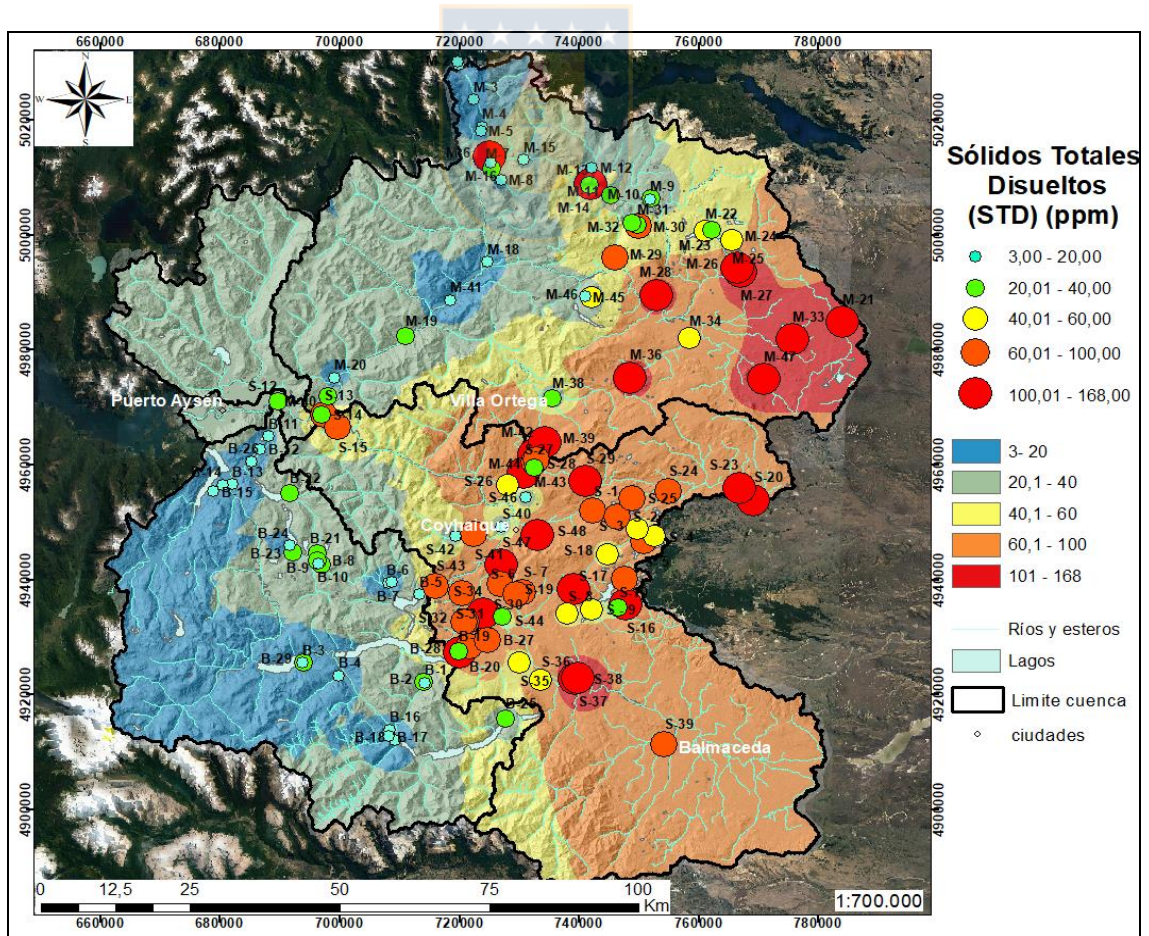


Figura 7.3. Distribución espacial de los sólidos totales disueltos de la cuenca del río Aysén.

Sin embargo, existen dos muestras anómalas pertenecientes a la laguna Los Cóndores (S-21) y Humedal Los Flamencos (S-22), con STD de 442,8 ppm y 268,2 ppm, respectivamente. Estas muestras fueron analizadas separadamente, debido a intensos procesos de evaporación, de intercambio de bases y disolución puntuales, que las alejan de las demás muestras (Anexo II).

7.3. ELEMENTOS MAYORES.

A pesar que no ser los más abundantes en la corteza terrestre, debido a su gran movilidad química en el agua, los iones comúnmente llamado mayores (Ca, Na, Mg, K, Cl, SO_4^{2-} , HCO_3^-) son los elementos de más alta concentración al realizar un análisis químico. La tabla de resultados de los análisis químicos de elementos mayores de la cuenca en estudio se encuentra en el Anexo II.

7.3.1. Sodio.

Este catión proviene principalmente de la meteorización de feldspatos, feldspatoides y otros aluminosilicatos. También del lavado de terrenos de origen marino, cambios de base con arcillas, mezcla con agua de mar, disolución de evaporitas y concentración por evaporación de agua de lluvia (Custodio y Llamas, 1996). El contenido de este elemento en aguas dulces varía de 1 a 150 ppm, mientras que en la precipitación lo hace de 1 a 5 ppm (Custodio y Llamas, 1996). No obstante, la precipitación en la ciudad de Coyhaique posee menos de 0,05 mg/L de sodio y tiene 0,21 mg/L en la localidad de Puyuhuapi (CEGA, 2017).

Las muestras en la zona de estudio, poseen muy baja concentración, la que varía de 0,65 a 21,95 mg/L, con una mediana de 3,65 mg/L. En la Figura 7.4, se observa la misma tendencia de aumento hacia la zona oriental, registrada en los parámetros físico-químicos. El sodio de las muestras de la zona occidental de la subcuenca del río Mañihuales y subcuenca del río Blanco, fluctúa entre 0,65 y 6,5 mg/L, con una mediana de 2,07 mg/L. A pesar de la disponibilidad de feldspatos sódicos provenientes principalmente del Batolito Norpatagónico y formaciones volcánicas, la alta tasa de precipitación, permite una elevada tasa de renovación de las aguas que disuelven el sodio de la meteorización de silicatos sódicos. En cambio, la disminución de tasa de renovación de las aguas hacia la zona oriental, al igual que el sodio proveniente principalmente de unidades hidrogeológicas

de origen volcánico ácido, permiten explicar el rango de valores entre 1,42 mg/L y 21,95 mg/L. Las concentraciones anómalas de este catión con respecto al total de las muestras, se ubican en un pozo (S-20) y en la laguna Los Cóndores (S-21) con 110 y 87 ppm, respectivamente. Posiblemente, ambas anomalías se deban al proceso de intercambio catiónico con arcillas (Anexo II).

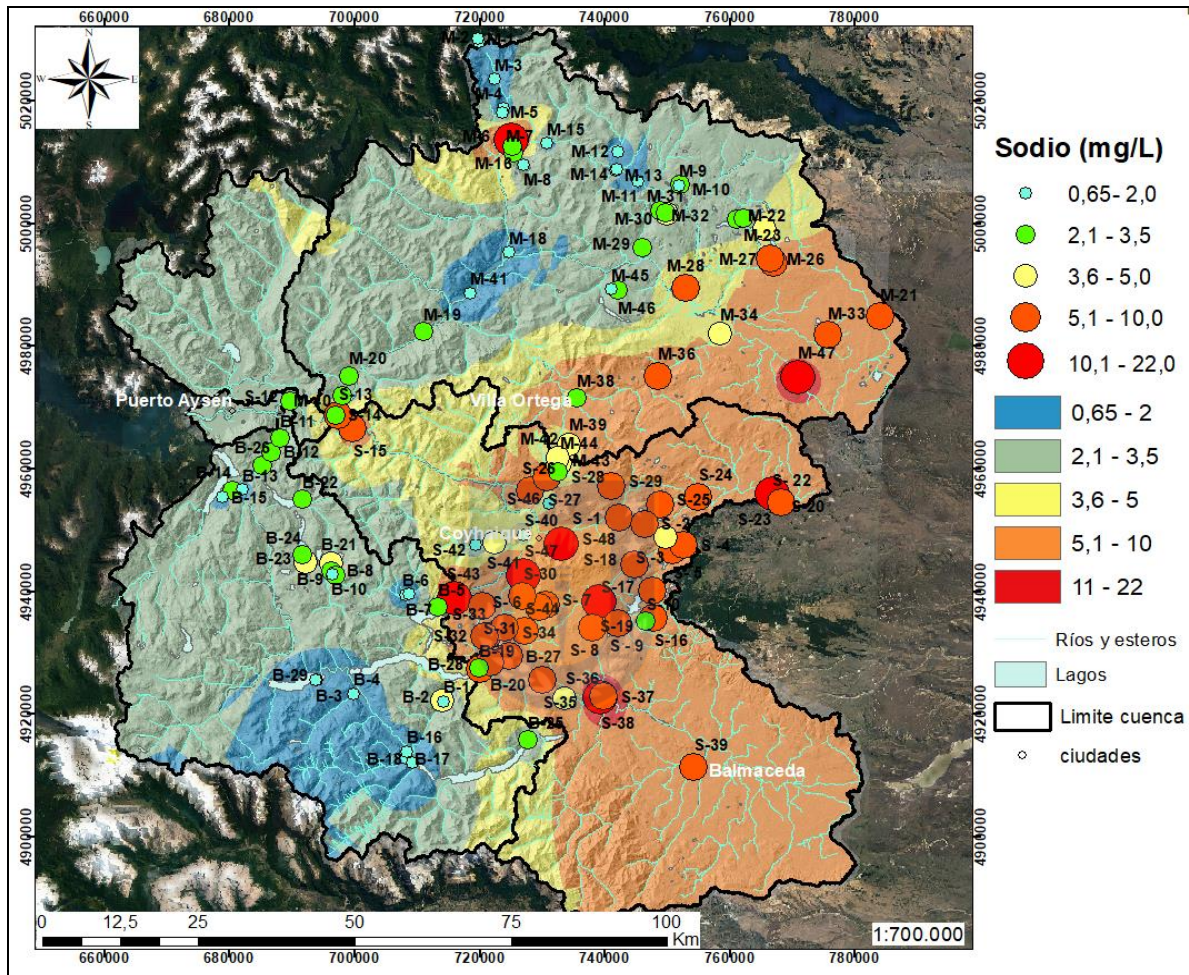


Figura 7.4. Distribución del catión sodio en la cuenca del río Aysén.

7.3.2. Calcio.

La concentración de este catión en el agua se debe fundamentalmente a la disolución de calizas, dolomías, yeso, anhidrita, cemento calcáreo de muchas rocas sedimentarias, feldspatos o silicatos de calcio y, en menor proporción, al agua lluvia la cual posee concentraciones entre 0,1 a 5 ppm. En Coyhaique el agua lluvia posee 0,51 mg/L de Ca^{+2} y en Puyuhuapi de 0,19 mg/L. Su concentración normal en aguas dulces varía entre 10 y 250 ppm (Custodio y Llamas, 1996).

El Ca^{+2} posee un rango de concentración entre 0,49 mg/L y 36,28 mg/L, con una mediana de 7,18 mg/L y tendencia a aumentar hacia la zona oriental. El sector occidental varía su contenido en Ca^{+2} de 0,49 a 15,4 mg/L, con una mediana de 3,53 mg/L. Esto se explica por la alta tasa de precipitación, al igual que la lenta velocidad de meteorización de los silicatos de calcio (plagioclasa, anfíboles y piroxenos) de rocas plutónicas, respecto a los de origen volcánico y sedimentario (Hem, 1989) (Figura 7,5).

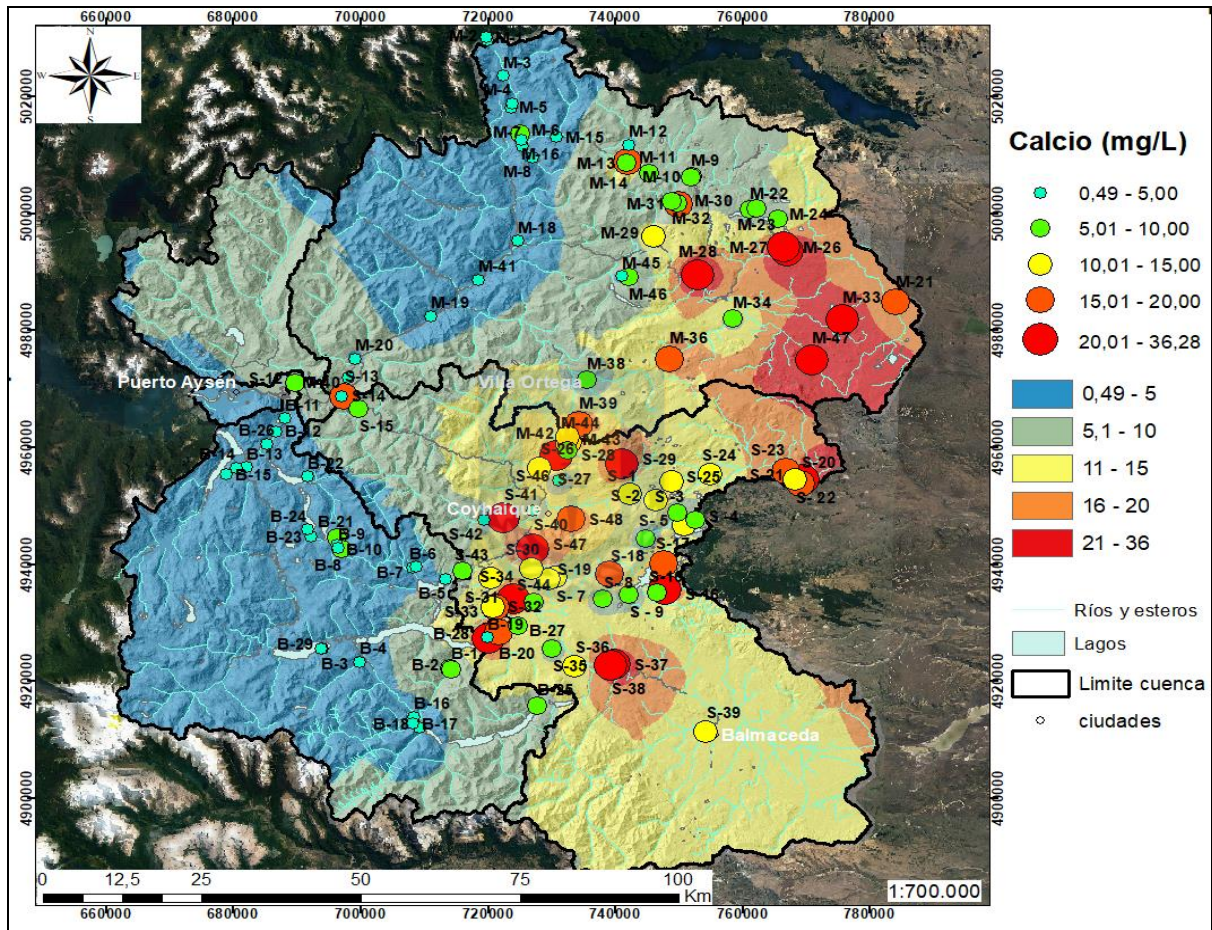


Figura 7.5. Distribución espacial del catión calcio en la cuenca del río Aysén.

El Ca^{+2} en la zona oriental fluctúa entre 4,15 mg/L y 31,73 mg/L, con una mediana de 11,76 mg/L. Resulta de la mayor disponibilidad de este catión principalmente en unidades hidrogeológicas de origen volcánico y sedimentario, ricas en silicatos de calcio y carbonatos, y la menor tasa de precipitación, le permite un mayor tiempo de interacción agua roca. No se registraron muestras anómalas, lo que se explica por procesos amortiguadores de su concentración, tales como la precipitación de calcita y el intercambio catiónico en arcillas.

7.3.3. Magnesio.

El contenido de Mg^{+2} del agua se debe principalmente a la disolución de dolomías y calizas dolomíticas, también por la meteorización de silicatos magnésicos y ferromagnesianos, lavado de rocas evaporíticas, y mezcla con agua marina (Custodio y Llamas, 1996). La concentración de Mg^{+2} en aguas dulces fluctúa entre 1 y 100 ppm, y varía en aguas lluvias entre 0,1 y 2 ppm (Custodio y Llamas, 1996). El contenido de Mg^{+2} en el agua de lluvia de la ciudad de Coyhaique y la localidad de Puyuhuapi es 0,04 mg/L y 0,03 mg/L, respectivamente.

Las concentraciones de Mg^{+2} en la cuenca en estudio son muy bajas, fluctúan entre 0,17 mg/L a 12,21 mg/L, con una mediana 1,68 mg/L y una tendencia al aumento hacia el oriente (Figura 7.6 y Anexo II). La variación de Mg^{+2} de 0,17 mg/L a 3,28 mg/L, con una mediana de 0,95 mg/L de la zona occidental, es indicativa de la alta tasa de precipitación, la baja velocidad de meteorización de las rocas ígneas de composición principalmente ácida. Por lo tanto, es muy bajo el suministro de este catión, al igual que rápida su lixiviación (Figura 7.6).

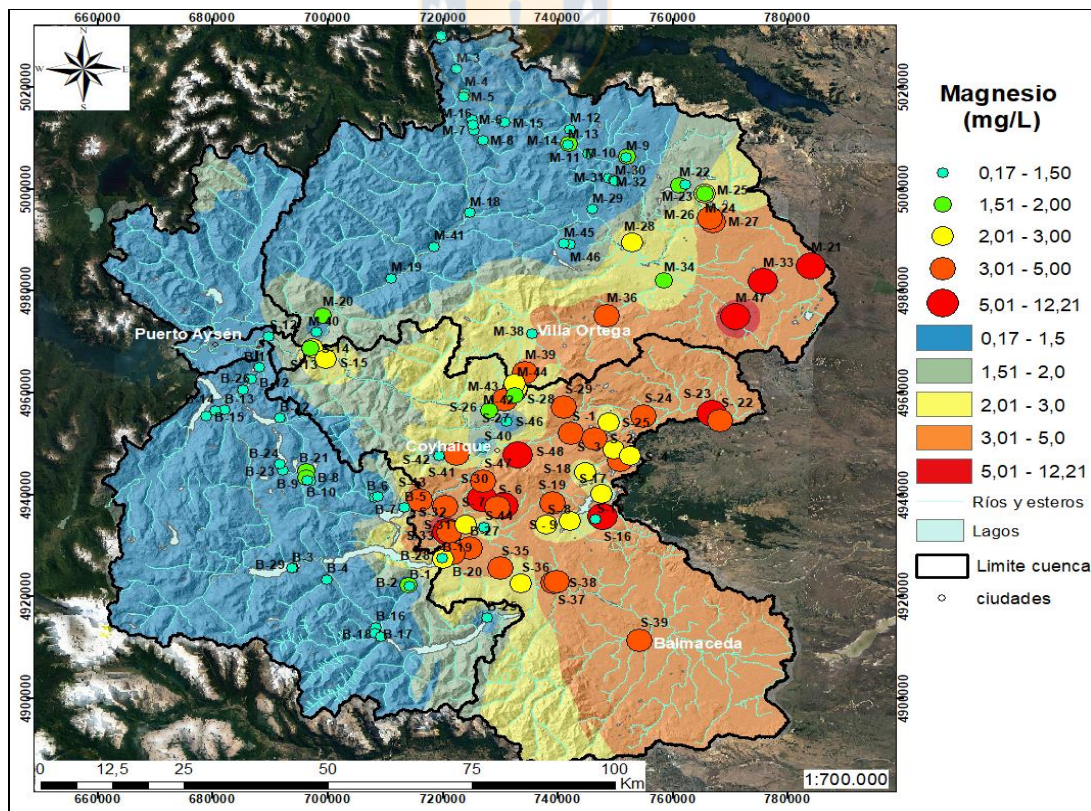


Figura 7.6. Distribución espacial del catión Magnesio en la cuenca del río Aysén.

Las mayores concentraciones de Mg^{+2} del este de la subcuenca del río Mañihuales y prácticamente de toda la subcuenca del río Simpson, varían entre 0,59 mg/L y 12,21 mg/L, con una mediana de 4,1 mg/L (Figura 7.6 y Anexo II). La relativa mayor concentración en esta zona se debe a la menor tasa de precipitación y por ende, menor renovación de las aguas, al igual que la meteorización de silicatos de magnesio (olivino, piroxeno, anfíboles, biotita y clorita) provenientes de unidades hidrogeológicas de origen volcánico de composición basáltica y carbonatos de magnesio (dolomita y magnesita) de formaciones sedimentarias relacionadas principalmente con coquinas, areniscas calcáreas y areniscas con cemento calcáreo, mayoritariamente asociadas al Grupo Coyhaique.

La disolución de carbonatos y silicatos de magnesio, adicionado a la alta movilidad en el agua de este catión permiten explicar la concentración en Mg^{+2} de dos muestras anómalas obtenidas en la zona de Coyhaique Alto correspondientes a la laguna Los Cóndores (S-21) con 40,46 mg/L y un pozo (S-20) con 16,68 mg/L (Anexo II).

7.3.4. Potasio.

El contenido de K^{+} en el agua principalmente se debe a la meteorización silicatos potásicos, además de la disolución de sales naturales. Tiende a ser fijado irreversiblemente en el terreno durante la formación de arcillas, lo que produce una relación K/Na muy inferior a 1, excepto en aguas muy diluidas. El contenido en K^{+} fluctúa entre 0,1 y 10 ppm (Custodio y Llamas, 1996).

Las concentraciones de K^{+} en la cuenca en estudio son bajas, y varían desde 0,097 a 2,57 mg/L, con 0,57 mg/L de mediana (excluyendo a S-20 y S-21 por su mayor concentración, de 40,46 y 8,58 mg/L, respectivamente). Las menores concentraciones se encuentran principalmente al norte de la subcuenca del río Mañihuales y en la zona norte y sur de la subcuenca del río Blanco. En cambio, los mayores contenidos en este catión se ubican en la zona sur oriental de la subcuenca del río Mañihuales y al oriente de la subcuenca del río Simpson (Figura 7.7).

Las mayores concentraciones en K^{+} (% meq/L) están ligadas mayoritariamente a rocas de composición ácida ricas en feldespato potásico, micas y feldespatoideas, relacionadas a depósitos sedimentarios cuaternarios, Formación Divisadero, Domos Casa de Piedra y Batolito

Norpatagónico. No obstante, los contenidos en K^+ son normalmente bajos, debido a su gran estabilidad en la estructura de las arcillas, sobrepasan inusualmente los 10 mg/L, tal como ocurre en el pozo S-20. Según Hem (1989) esto se produciría en aguas subterráneas afectadas por evaporación.

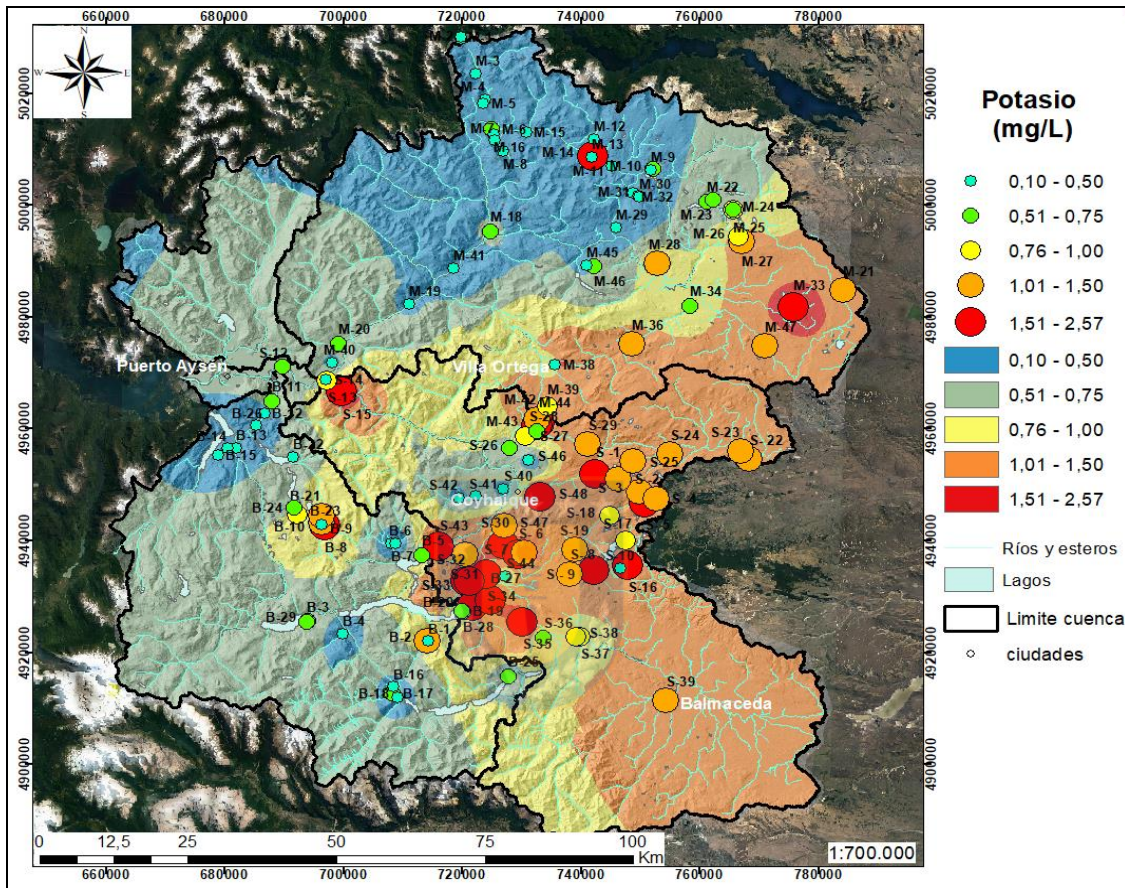


Figura 7.7. Distribución espacial del catión potasio en la cuenca del río Aysén .

7.3.5. Sulfato

La presencia de SO_4^{2-} en las aguas se debe, generalmente, tanto al lavado de terrenos formados en condiciones de gran aridez o en ambiente marino como también de la oxidación de sulfuros de rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias. Otra fuente importante de este anión es la disolución de yeso y anhidritas, al igual que la concentración en el suelo por evaporación de las aguas lluvias (Custodio y Llamas, 1996). La concentración de SO_4^{2-} en aguas dulces varía desde 2 mg/L a 150 mg/L, mientras que para las aguas lluvias lo hace de 1 a 3 mg/L, elevando su contenido en SO_4^{2-} hacia el interior del continente, inversamente al ión Cl^- , que aumenta hacia la costa (Custodio y

Llamas, 1996). Sin embargo, los análisis de precipitación medida por CEGA (2017) en Coyhaique (0,11 mg/L) y Puyuhuapi (menor a 0,05 mg/L) son mucho más bajas.

Este anión tiene baja presencia en la zona de estudio, con una mediana de 2,90 mg/L. Las menores concentraciones se localizan en la subcuenca del río Blanco y también en la zona occidental de la subcuenca del río Mañihuales, y fluctúan desde 0,1 mg/L a 4,8 mg/L, con una mediana de 1,34 mg/L. Mientras que los mayores contenidos en SO_4^{2-} se ubican en la zona oriental de la cuenca, y varían desde 0,09 a 15,9 mg/L, con una mediana de 3,3 mg/L (Figura 7.8).

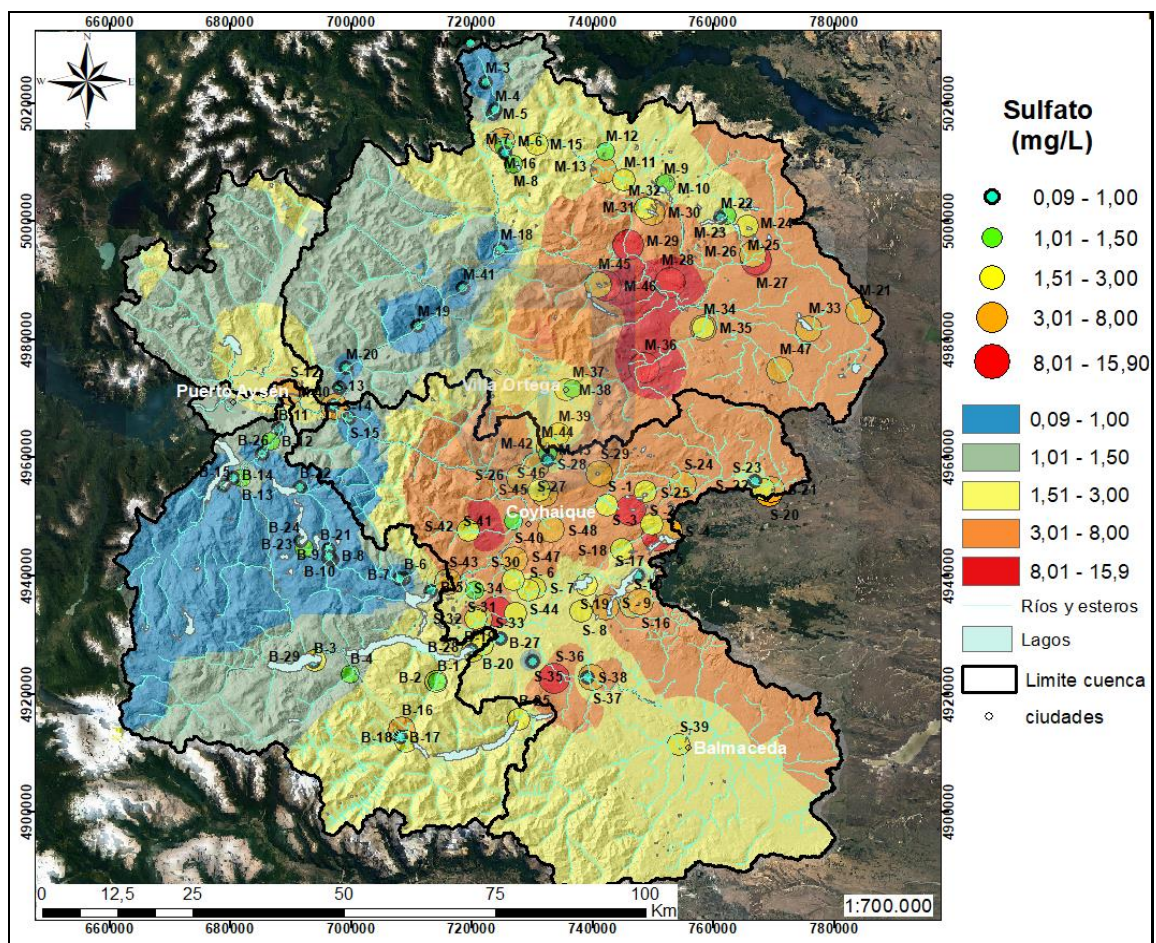


Figura 7.8. Distribución espacial del anión sulfato en la cuenca del río Aysén.

Sin embargo, existen dos muestras de concentraciones anómalas, con respecto a la totalidad de las muestras, y corresponden a un estero que rodea el relave del Distrito Mina El Toqui (M-14) de 51 mg/L y el estero Las Nieves (S-41) de 27 mg/L (Anexo II). En el primer caso, se explica por el

drenaje ácido producido por la oxidación de sulfuros. En cambio, en segundo caso, el SO_4^{2-} en el estero Las Nieves, se debe a la actividad antrópica desarrollada en su ribera. Las menores concentraciones se asocian a formaciones con prácticamente nula cantidad de este anión, tales como, depósitos sedimentarios cuaternarios, Batolito Norpatagónico y sectores de la Formación Divisadero. Los bajos contenidos comparativos (% meq/L) pueden deberse también al fenómeno de reducción de sulfato tal como ocurre con las muestras S-20 y S-21. A pesar de que estas últimas poseen alta salinidad, mantienen bajos contenidos en anión.

7.3.6. Cloruro.

Este ión proviene generalmente del lavado de terrenos de origen marino, aguas congénitas y fósiles, concentración por evaporación tanto de aguas lluvias como de lagos, mezcla con aguas marinas en regiones costeras y disolución de evaporitas. El contenido de Cl^- de las aguas dulces varía normalmente entre 10 y 250 ppm, mientras que en la precipitación lo hace de concentraciones menores a 1 ppm hasta 20 ppm, disminuyendo hacia el interior del continente (Custodio y Llamas, 1996; Hem, 1989). Esta disminución del Cl^- en la precipitación, se puede observar en la medición Cl^- de 0,26 mg/L en la localidad de Puyuhuapi, la cual es levemente superior a la registrada en la ciudad de Coyhaique de 0,11 mg/L (CEGA, 2017).

Las aguas de la cuenca en estudio, poseen bajas concentraciones de Cl^- , la cual varía desde 0,19 mg/L hasta 5 mg/L, con una media de 1,25 mg/L. En la subcuenca del río Blanco, se logra observar una clara reducción de este parámetro a medida que se avanza hacia el sur, a mayor distancia de su punto de cierre (Figura 7.9). Ocurre lo mismo en la zona occidental de la subcuenca del río Mañihuales. Esta distribución indica que el agua de precipitación es la fuente principal de este anión, debido a la alta tasa de agua caída en la zona occidental.

Aún cuando, en la zona oriental el cloruro sigue siendo bajo, presenta contenidos más elevados que en la zona occidental, posiblemente a causa de la menor tasa de precipitación y humedad que permiten mayores efectos evaporativos. No obstante, en la subcuenca del río Simpson la distribución del Cl^- es más heterogénea, ligada probablemente a actividades antrópicas, tales como el deshielo de carreteras con sal o uso desinfectante (Figura 7.9).

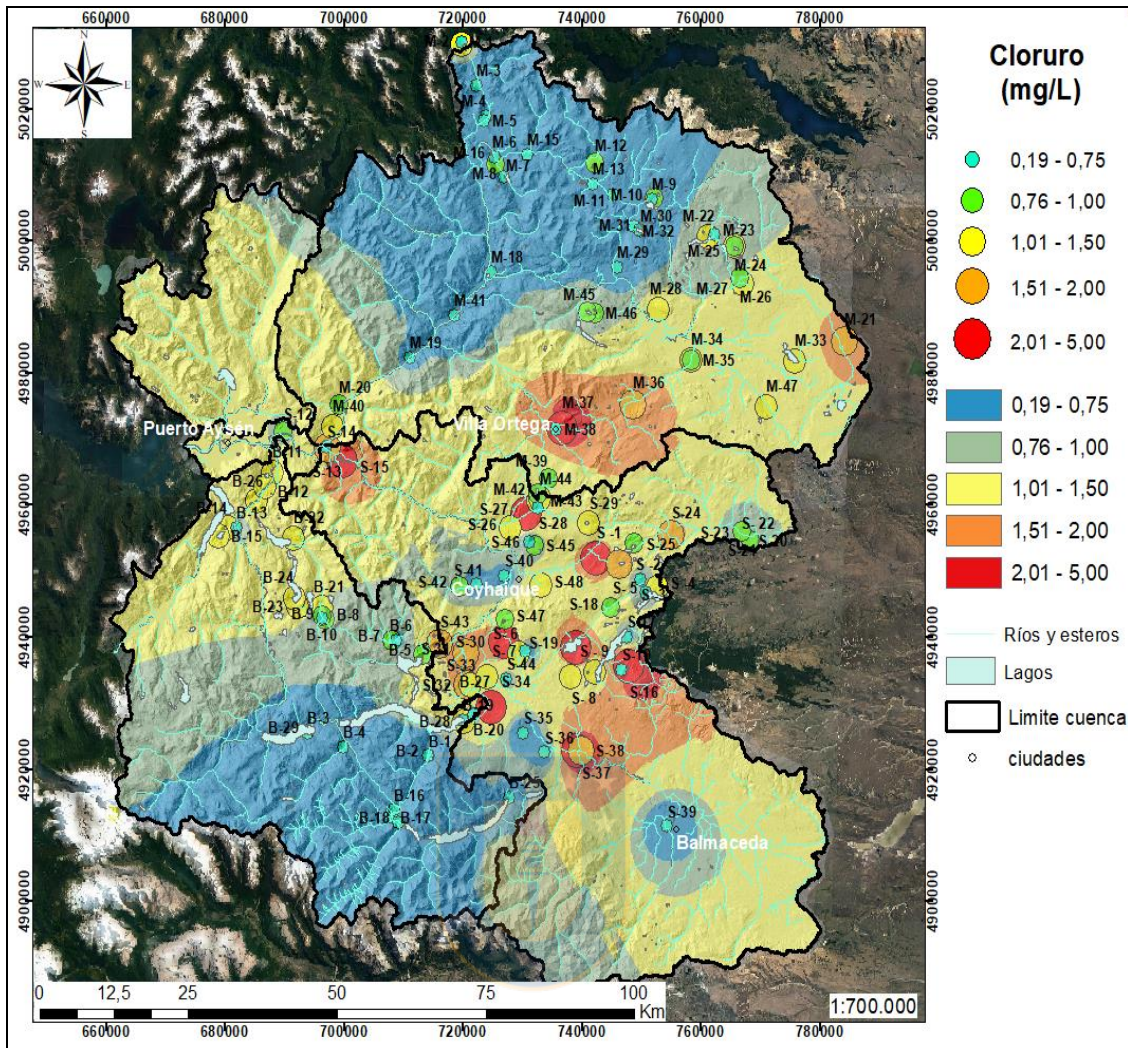


Figura 7.9. Distribución espacial del anión cloruro en la cuenca del río Aysén.

Aunque se trata siempre de concentraciones bajas en cloruro, existen tres muestras anómalas con respecto a las demás, con un rango desde 25 mg/L hasta 28,6 mg/L (Anexo II). Las primeras dos muestras, S-20 (pozo) y S-21 (Laguna Los Cóndores) de la localidad de Coyhaique Alto, podrían deber su relativamente alto contenido en cloruro a la intensa evaporación experimentada, tanto por la laguna como por la precipitación infiltrada. Su alto contenido de sólidos disueltos y sodio, si se compara con el total de muestras de la cuenca, indican que son aguas con largos tiempos de residencia, relacionados con arcillas de origen glacial y lacustres. La tercera muestra, correspondiente al estero Chico (M-6), posee una composición bicarbonatada sódica, pero estaría ligada a actividades antrópicas debido a la densidad de asentamientos urbanos y carreteras del valle del río Toqui.

7.3.7. Bicarbonato.

Este anión proviene fundamentalmente de la disolución del agua lluvia de CO_2 atmosférico o del suelo, que unido a la producción de ácidos de origen orgánico e hidrólisis de silicatos, facilitan la disolución de calizas y dolomías. Su concentración en aguas dulces varía de 50 a 350 ppm y llegan en algunos casos a 800 ppm. En aguas de lluvia varía de 0,8 a 2,5 ppm (Custodio y Llamas, 1996). Los altos contenidos de HCO_3^- medidas en las precipitaciones de Coyhaique (2,03 mg/L) y Puyuhuapi (1,53 mg/L), las clasifican como bicarbonatadas (CEGA,2017).

Las aguas de la cuenca poseen una composición predominantemente bicarbonatada, cuya concentración varía de 5,5 a 215,9 mg/L, de mediana de 49,5 mg/L y aumenta hacia su zona oriental. Los contenidos en HCO_3^- disminuyen hacia la subcuenca del río Blanco y sector occidental de la subcuenca del río Mañihuales, con una mediana de 20,74 mg/L (Figura 7.10).

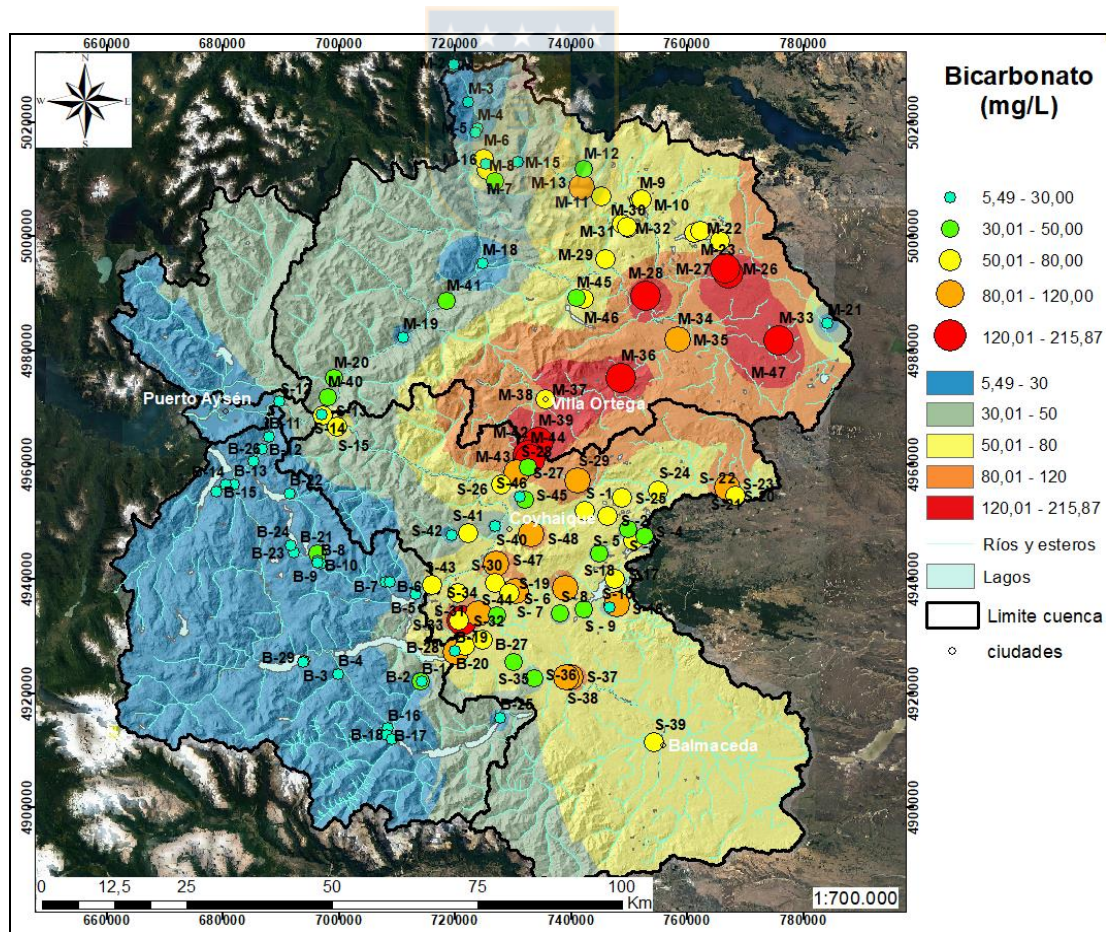


Figura 7.10. Distribución espacial del anión bicarbonato en la cuenca del río Aysén.

La composición predominantemente bicarbonatada es característica de aguas jóvenes, es decir, sin una estrecha interacción con el terreno. Es común en climas húmedos, en aguas superficiales y flujos subterráneos locales (Custodio y Llamas, 1996; Hem, 1989). Esto es debido a la hidrólisis de CO_2 de la lluvia en la atmósfera y subsuelo, le confieren un carácter inicialmente ácido, que permite la meteorización de silicatos y carbonatos, y un mayor contenido de HCO_3^- . La mayor tasa de precipitación y la menor alterabilidad de los minerales del Batolito Norpatagónico, al igual que su baja permeabilidad, explica los menores contenidos de la zona occidental.

En cambio, los mayores contenidos de HCO_3^- de la zona oriental, son indicativos del clima con menor tasa de precipitación. Además, la litología principalmente de origen sedimentario y volcánico, sumada a su mayor permeabilidad y porosidad tanto primaria como secundaria, permiten una mayor superficie y tiempo de meteorización de minerales más susceptibles al ataque químico del agua.

Existen tres muestras anómalas, con respecto a la totalidad de los datos. Éstas corresponden al pozo (S-20: 559,9 mg/L), a la laguna Los Cóndores (S-21: 382,2 mg/L), y a un estero afluente del río Ñireguao de la localidad de Baño Nuevo (S-47: 461,2 mg/L). En el caso de esta última, su composición se relaciona con la hidrólisis de carbonatos del Grupo Coyhaique. En cambio, las primeras (S-20 y S-21) deben su composición a la menor tasa de precipitaciones, que permiten menor renovación de las aguas, asociada al mayor tiempo de residencia y evaporación.

7.4. CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS.

7.4.1. Diagrama Piper.

El diagrama piper permite la representación de la composición química y agrupamiento de aguas geoquímicamente similares (Custodio y Llamas, 1996). Está compuesto por dos gráficos triangulares, donde se representan las composiciones del agua (% meq/L) de cationes y aniones mayoritarios por separado. Tanto la concentración catiónica como aniónica se prolongan e intersectan en un gráfico romboidal central, en áreas hidrogeoquímicas definidas. De esta forma, las aguas de la cuenca del río Aysén son clasificadas como bicarbonatadas cálcicas y mixtas, a excepción de algunas muestras puntuales que serán comentadas a continuación (Figura 7.11).

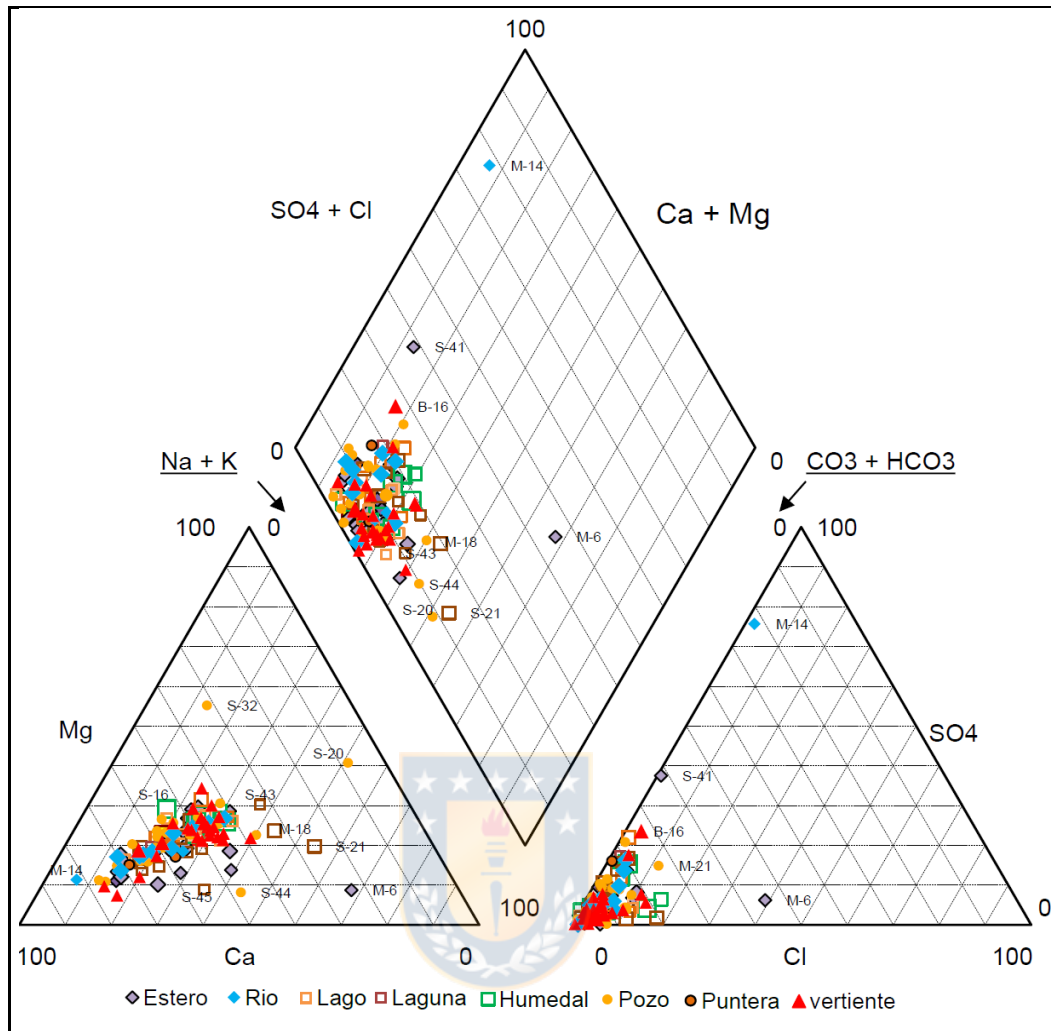


Figura 7.11. Diagrama piper con los datos de toda la cuenca del río Aysén.

El 60% de las muestras de la subcuenca del río Blanco son clasificadas como bicarbonatadas mixtas mientras que el resto como bicarbonatadas cálcicas (Anexo II). Esta composición es común en climas de alta tasa de precipitación y vegetación densa, al igual que en rocas de composición granítica (Custodio y Llamas, 1996). Esta subcuenca está emplazada mayoritariamente sobre el Batolito Norpatagónico y en menor medida en la Formación Divisadero.

En cambio, en la subcuenca del río Simpson el 50% de las muestras son bicarbonatadas cálcicas, mientras que el resto corresponden a bicarbonatadas mixtas, exceptuando las muestras S-32, S-20 y S-21. La primera de estas, es clasificada como bicarbonatada magnésica relacionada a un pozo situado en depósitos fluviales y glaciares en las faldas de un cerro donde aflora la Formación Apeleg. Las otras muestras, extraídas de la laguna Los Cóndores (S-21) y de un pozo colindante

(S-20), ubicadas en la localidad de Coyhaique Alto, se clasifican como bicarbonatadas sódicas, y su composición se debe a procesos de intercambio iónico, donde arcillas tales como la montmorillonita o micas como la illita, permiten la adsorción de Ca^{+2} , liberando a la solución al Na^+ (Cardona y Carrillo-Rivera, 2006). También puede deberse a la meteorización de feldespatos y plagioclasas sódicas de las formaciones volcánicas presentes en el área de estudio (Anexo II).

En la subcuenca del río Mañihuales el 69% de las muestras son encasilladas como aguas bicarbonatadas cálcicas. El resto se clasifican como bicarbonatadas mixtas, exceptuando las muestras M-14, M-6 y M-18. La primera representa a un estero que bordea un relave de la mina El Toqui, con una composición sulfatada cálcica. En el caso de M-6, corresponde a la muestra extraída del estero Chico de la localidad de Santa Magda, el cual drena rocas intrusivas del Batolito Norpatagónico, clasificada como bicarbonatada sódica. Su composición puede explicarse por la meteorización de feldespatos y plagioclasas sódicas, al igual que por intercambio catiónico. Finalmente, M-18 es la muestra extraída de la laguna Guzmán, ubicada en la junta entre los ríos Mañihuales y Ñireguao clasificada como bicarbonatada sódico potásica. Esta laguna, está localizada sobre depósitos fluviales, contigua a rocas del Batolito Norpatagónico (Anexo II).

En general, para las muestras de las 3 subcuencas pertenecientes a la cuenca del río Aysén, los % de miliequivalentes/L de Ca^{2+} varían de 35% a 80%, los de Na^+ varían de 10 a 40 % de meq/L y los de Mg^{2+} de 10 a 30% de meq/L. Se observa una clara tendencia a clasificarse como bicarbonatadas cálcicas en el caso del Grupo Coyhaique y Formación Ibáñez, lo que está de acuerdo con su litología (Tabla 7.2).

Tabla 7.2. Clasificación de las aguas según diagrama piper, agrupando las muestras según principales unidades litológicas (elaboración propia).

Tipo de Rocas	Bicarbonatadas Mixtas	Bicarbonatadas Cálcicas
Batolito	x	x
Fm Divisadero	x	x
Grupo Coyhaique		x
Fm Ibáñez		x

También, la composición dominante bicarbonatada cálcica es común en aguas jóvenes relacionadas con flujos superficiales, flujos locales y altas tasas de precipitaciones. Esto es evidenciado en la variación espacial E-W de los diagramas tipo Stiff de las muestras (Anexo III).

7.5. RELACIONES IÓNICAS.

7.5.1. Relación r Mg/ r Ca.

En aguas continentales esta relación varía generalmente desde 0,3 a 1,5. Los valores cercanos a 1 podrían sugerir influencia de terrenos dolomíticos, mientras que superiores a estos serían ricos en silicatos magnésicos tales como basaltos o gabros. Sin embargo, se debe tener precaución con estas relaciones debido a fenómenos de precipitación de calcita, reducción de sulfatos e intercambio catiónico que produzcan un crecimiento de esta relación (Custodio y Llamas, 1996).

En la zona de estudio, existen dos anomalías que se alejan de los valores normales mencionados. La muestra S-20, posee un valor de 5 de esta relación. Si bien, existen rocas de composición andesíticas que podrían explicar esta composición en las cercanías de la laguna Los Cóndores, los altos contenidos en sodio y el potencial redox negativo de S-20, indican que los fenómenos de intercambio catiónico y de reducción de sulfatos son los responsables del secuestro del catión calcio. El otro valor corresponde a un pozo (S-32) con una relación de 1,75, ubicado en la ribera del río Simpson a los pies de un afloramiento de la Formación Apeleg, la que podría ser la fuente de este elemento (Anexo II).

7.5.2. Relación r K/ r Na.

Esta razón en aguas dulces varía de 0,001 a 1, aunque lo hace más frecuente de 0,004 a 0,3. Según Custodio y Llamas (1996) esta relación disminuye a medida que aumenta la salinidad. Esto último, está reflejado en los valores más elevados de esta relación en las muestras de la subcuenca del río Blanco y occidente de la subcuenca del río Mañihuales, las cuales fluctúan desde 0,018 a 0,64 (Anexo II).

Además de la baja salinidad de las aguas, la meteorización de las rocas intrusivas ácidas pertenecientes al Batolito Norpatagónico, puede ser fuente importante de K^+ . En cambio, los menores valores están ubicadas en las subcuencas orientales de los ríos Mañihuales y Simpson con

un rango de esta razón entre 0,02 y 0,224, la que se debe a la mayor intensidad de procesos hidrogeoquímicos, producción de arcillas, intercambio de bases y la acción antrópica (Anexo II).

7.5.3. Relación $r \text{ Na}/r \text{ Cl}$.

Esta relación se asocia a los procesos de cambio de bases, puesto que el ión cloruro no es afectado por procesos de retención del terreno a diferencia del ión sodio. Todas las muestras, poseen una razón superior a 1, indicando un gran suministro de Na^+ por parte rocas intrusivas y volcánicas félsicas. Las dos muestras anómalas con valores de 62,9 (S-7) y 41,7 (S-35), fueron extraídas de un estero y una vertiente, localizados en la Formación Divisadero (Anexo II).

Una posible fuente de Na^+ , son las plagioclasas sódicas y feldespatos potásicos de las rocas volcánicas riolíticas y dacíticas, que son afectadas por fenómenos de lixiviación y desvitrificación. Estos procesos producen arcillas tales como montmorillonita e illita, cuya disolución e intercambio iónico permitiría una alta relación. Sin embargo, el ión dominante es el Ca^{2+} , por lo tanto, esta alta relación radica en fenómenos de disolución de Na^+ unido al nulo aporte de cloruro por parte del terreno, puesto que la concentración de este último, es similar a la del agua lluvia (Cardona y Carrillo-Rivera, 2006; Miretzky y otros, 1999).

7.5.4. Relación $r \text{ SO}_4/r \text{ Cl}$.

Esta relación en agua poco a moderadamente salina puede ser similar a la roca acuífera y su valor se mantiene constante al aumentar la salinidad del agua. Sin embargo, no es útil cuando se produce reducción de sulfato (Custodio y Llamas, 1996).

En general, los valores de esta relación son más elevados para la cuenca del río Aysén, con un promedio ponderado de 3,12. Los menores valores de esta razón están principalmente concentrados en la subcuenca del río Blanco y varían de 0,27 a 6,53. Mientras que las mayores razones se localizan en las subcuencas de los ríos Mañihuales y Simpson. Las muestras más altas en esta razón, que fluctúan desde 14,3 a 49,9, están claramente influenciada por la acción antrópica (Anexo II).

Las muestras de concentración elevada del sector Coyhaique Alto (S-20 y S-21) y humedales de la zona oriental (S-24, S-22 y S-39) presentan bajas razones, que se explican por la reducción de sulfatos, lo que está en concordancia con el potencial redox negativos de la zona, propio de un ambiente reductor. Por lo tanto, las bajas relaciones se deben a reducción de sulfatos y a la mayor tasa de precipitación de la zona occidental de la cuenca, más cercana a la costa. Mientras que los altos valores derivan de la contaminación agrícola u oxidación de sulfuros.

7.5.5. Relación r_{Cl}/r_{HCO_3} .

El ión bicarbonato es relativamente constante en aguas subterráneas por lo que es útil para seguir el proceso de concentración en el sentido del flujo. En aguas continentales esta razón varía de 0,1 a 5 (Custodio y Ramos, 1996). El promedio ponderado de esta relación en la cuenca del río Aysén es de 0,055. Las mayores razones están en la subcuenca del río Blanco con un promedio de 0,085 y la menor corresponde a la subcuenca del río Simpson con 0,04.

En la subcuenca del río Blanco, ocurre una tendencia normal al aumentar la razón r_{Cl}/r_{HCO_3} a medida que se desplaza hacia la costa. Este fenómeno se explica por la relativa homogeneidad de la litología de la cuenca, formada principalmente por el Batolito Norpatagónico, donde aumenta progresivamente la concentración de ión Cl^- a medida, tanto en las aguas superficiales como en los flujos subterráneos locales y regionales, se desplazan hacia la desembocadura. Adicionalmente, contribuye el aumento del contenido de Cl^- en la precipitación a medida que nos acercamos a costa.

7.6. ANÁLISIS ISOTÓPICO.

El análisis de los isótopos estables consiste en estudiar y medir el fraccionamiento isotópico consistente en el particionamiento de isótopos de un mismo elemento entre dos sustancias o fases de una misma. Los principales fenómenos que producen fraccionamiento, corresponden a reacciones de intercambio isotópico y a procesos cinéticos (Hoefs, 2010).

Debido a la dificultad para cuantificar con exactitud la abundancia absoluta de cada isótopo, se debe medir las abundancias relativas con respecto a una referencia. Este valor llamado desviaciones

por mil (δ) es la relación entre los isótopos menos frecuente y los más abundantes del elemento en una muestra (m), determinado mediante un espectrómetro de masa referidos a cierto material de referencia (estándar, std).

$$\delta = \left(\frac{R_m}{R_{std}} - 1 \right) \times 1000 [‰]$$

Valores positivos del delta isotópico indican mayor proporción de isótopo pesado en la muestra observada respecto al patrón. En los estudios hidrológicos se utilizan principalmente los isótopos de hidrógeno (H^2/H^1) y oxígeno (O^{18}/O^{16}) debido a que son los componentes intrínsecos de la molécula de agua. El patrón respecto al que se expresan los contenidos en hidrología es el agua de mar (conocido por sus siglas en inglés V-SMOW; Vienna Standard Mean Ocean Water), ya que representa más del 97% del agua presente en la superficie terrestre, además del inicio y fin del ciclo hidrológico (Clark, 2015).

Dentro de los procesos que afectan al fraccionamiento de la molécula de agua en el ciclo hidrológico, la evaporación y la condensación son los principales. La evaporación es un proceso cinético, donde las moléculas de agua isotópicamente más pesadas (^{18}O y D) tienden a permanecer en la fase líquida, mientras que las especies más livianas (^{16}O y H) se trasladan preferentemente a la fase gaseosa, generada por la mayor presión de vapor de estas últimas frente a las primeras. De esta forma, el vapor atmosférico se encuentra isotópicamente empobrecido en el isótopo pesado comparado con el agua oceánica. En cada episodio de condensación de la masa de aire húmedo, cuando éste alcanza el punto de rocío, se produce un empobrecimiento progresivo en isótopo pesado del vapor de agua residual, de modo que las nuevas precipitaciones serán isotópicamente cada vez más livianas. Es por ello, que los valores de $\delta^{18}O$ y δ^2H se harán más negativos a medida que nos acercamos a los casquetes glaciares a altas latitudes y zonas de montaña (Hoefs, 2010; Sharp, 2007; White, 2003).

En todos los procesos relacionados con la evaporación y condensación del agua, los isótopos de hidrógeno se fraccionan de manera similar a los de oxígeno, aunque con una magnitud diferente, debido a que existe una diferencia correspondiente en las presiones de vapor entre H_2O y HDO en un caso y $H_2^{16}O$ y $H_2^{18}O$ en el otro (Hoefs, 2010).

A raíz de esto, Craig (1961a) define la relación generalizada para la distribución de isótopos de hidrógeno y oxígeno para aguas meteóricas a escala global. Esta relación es definida como línea de aguas meteóricas global (GMWL) y es representada por la siguiente fórmula (Gráfico 7.1).

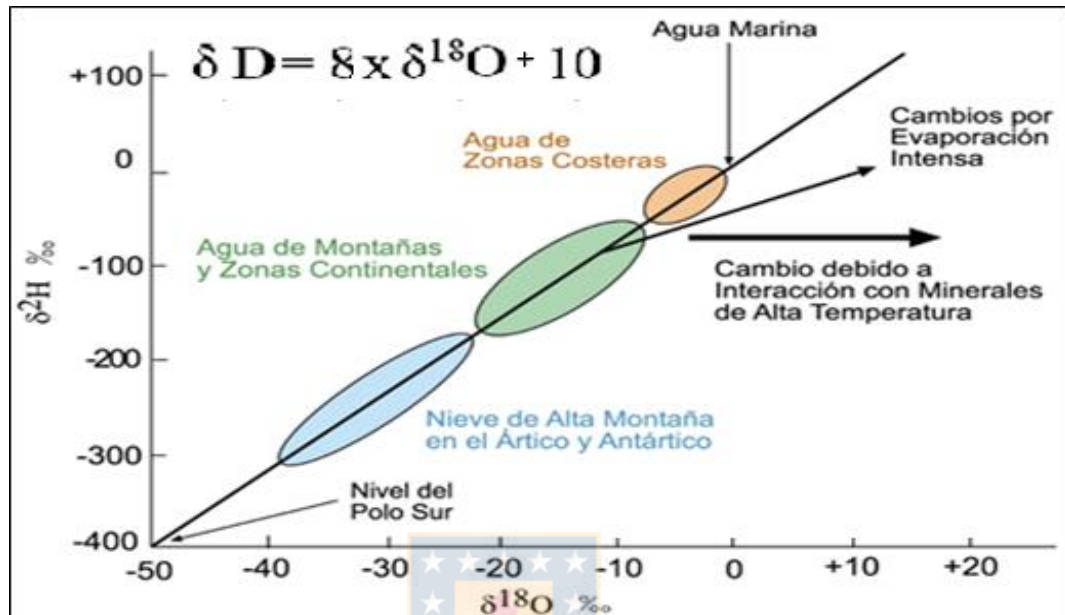


Gráfico 7.1. Relación general entre oxígeno 18 y deuterio en las aguas naturales (extraído de Saavedra, 2009).

Ni el coeficiente numérico 8 ni la constante 10 (esta última también llamada el exceso de deuterio d o d - excess), son de naturaleza constante. Ambos pueden variar según las condiciones climáticas determinadas de cada zona, fundamentalmente por la temperatura, la tasa de precipitaciones y la humedad relativa. De este modo, existirán diferentes pendientes e interceptos de las muestras isotópicas para cada lugar. Esos valores nos entregarán información tanto de la proveniencia de la humedad de la masa de aire como de los procesos hidrológicos que generen su fraccionamiento (Clark, 2015; Kendal y Coplen, 2001) (Gráfico 8.1).

Debido a la importancia de conocer los efectos climáticos que afectan a la precipitación de la cuenca del río Aysén se recurre a la línea meteórica local (LMWL) de la ciudad de Coyhaique, realizada por la International Atomic Energy Agency (IAEA), en su proyecto Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP). Este organismo realizó mediciones isotópicas en aguas de lluvia entre los años 1989 y 1998, datos con los que se puede construir una “Línea Meteórica Local” que

representa el promedio mensual de las concentraciones isotópica normales para la zona (Tabla 7.3 y Gráfico 7.2).

Tabla 7.3. Datos de isótopos correspondientes a la media mensual para precipitaciones en la ciudad de Coyhaique (extraída de Suazo, 2007).

Meses	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d-ex (‰)	Precipitación (mm)	T°C
Enero	-9,02	-67,8	4,3	47,5	13,4
Febrero	-7,85	-60,2	2,7	43,7	13
Marzo	-9,36	-67,3	3,8	66,4	11,3
Abril	-11,1	-83,5	5,3	98,8	8
Mayo	-11,79	-85	6,3	125,5	5,7
Junio	-12,72	-93,3	6,3	125,4	2,7
Julio	-12,3	-91,6	5,8	129,4	2,8
Agosto	-13,82	-104,6	6,7	128,1	4,2
Septiembre	-13,2	-100,5	6,7	60,3	5,9
Octubre	-11,34	-86,7	4,3	63,7	8,7
Noviembre	-9,23	-71,8	2	46,7	11
Diciembre	-9,04	-65,9	6,4	66,6	12,3

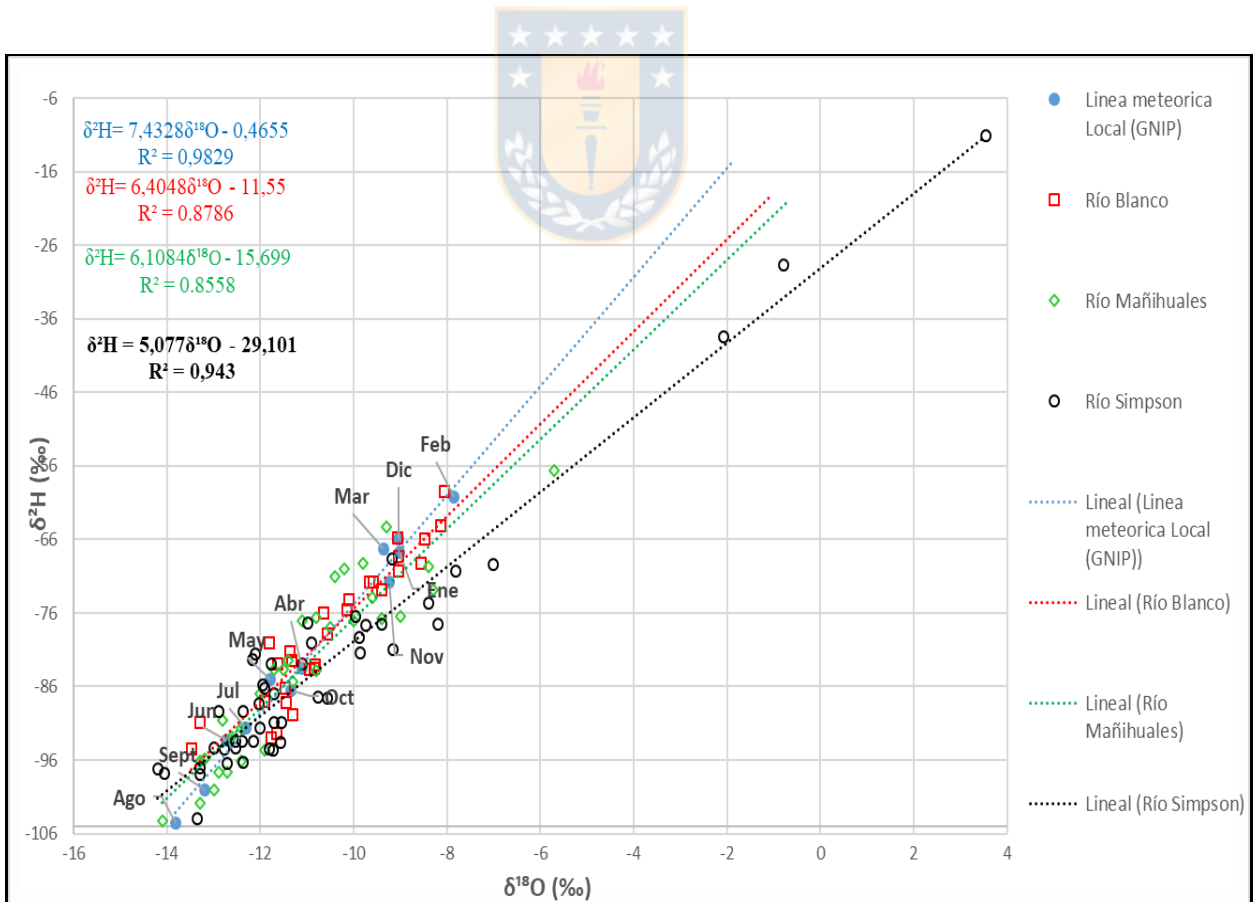


Gráfico 7.2. Relaciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ v/s $\delta^2\text{H}$ ‰) para las muestras de agua de las subcuencas del río Blanco, río Mañihuales, río Simpson y la Línea Meteorológica Local (LMWL).

7.6.1. Resultados

7.6.1.1. Análisis isotópico de la cuenca.

En el Gráfico 7.2 se representan las rectas $\delta^{18}\text{O}$ (‰) / $\delta^2\text{H}$ (‰) de las muestras pertenecientes a las subcuencas de la zona en estudio y la LMWL de la ciudad de Coyhaique. La LMWL se encuentra afectada por el efecto de la estacionalidad, donde las precipitaciones alcanzan sus composiciones isotópicas más empobrecidas en ^{18}O en los meses de invierno y de primavera, y más enriquecidas en verano (Tabla 7.3 y Gráfico 7.2). Esto refleja el efecto de continentalidad al que está sometido el sector oriental de la cuenca. Las rectas realizadas para las muestras de las 3 subcuencas son de menor pendiente e intercepto que la LMWL, debido al fraccionamiento cinético experimentado por aguas superficiales, principalmente humedales, lagos y lagunas de la zona oriental.

La distribución espacial de la composición isotópica de las aguas subterráneas y superficiales en la cuenca en estudio, posee una tendencia este-oeste, empobreciéndose en isótopo pesado hacia el oriente. De este modo refleja el efecto de la continentalidad sobre la precipitación, al igual que la influencia de la orografía, observada de mejor forma en la subcuenca del río Blanco, en la zona cordillerana y en los cordones andinos orientales de las subcuencas del este (Figura 7.12).

Un parámetro relacionado a muestras obtenidas de aguas subterráneas y superficiales ligadas a elevadas alturas dentro de la cuenca, es el d-excess o exceso de deuterio, el cual entrega información tanto del origen de la fuente de humedad que alimenta a los diferentes cuerpos de agua, como también de la intensidad del fraccionamiento cinético de estos últimos (Smith y Evans, 2007). Los mayores valores de las muestras se asocian al sector cordillerano sur y norte de la cuenca, al igual que con cordones andinos orientales de la subcuenca del río Simpson (Figura 7.13)

La cuenca posee una relación lineal inversa entre el d-excess y $\delta^{18}\text{O}$, donde las muestras más enriquecidas en isótopo pesado poseen el fraccionamiento cinético más intenso, ya que el deuterio en condiciones de no equilibrio difunde a mayor velocidad que ^{18}O , y de esta forma el agua residual queda empobrecida en Deuterio, mientras que el vapor resultante estará con un exceso de este último (Clark, 2015) (Gráfico 7.3).

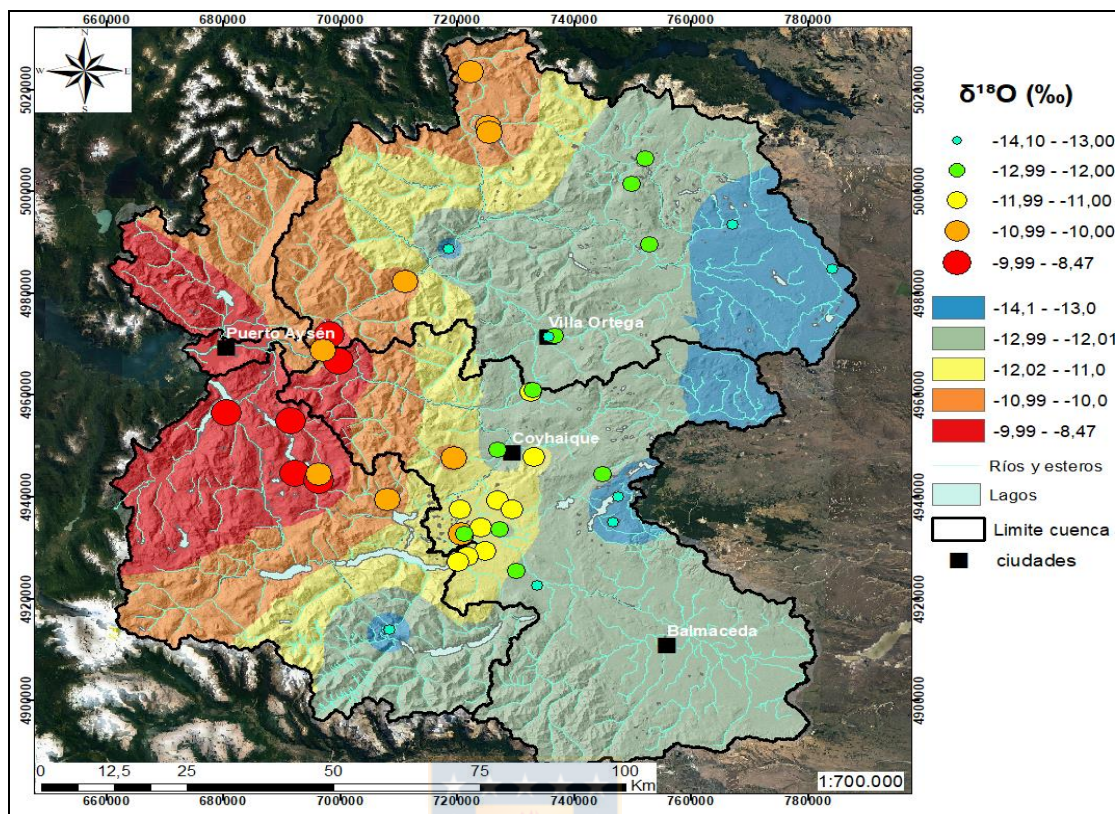


Figura 7.12. Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) de agua subterránea de la cuenca del río Aysén.

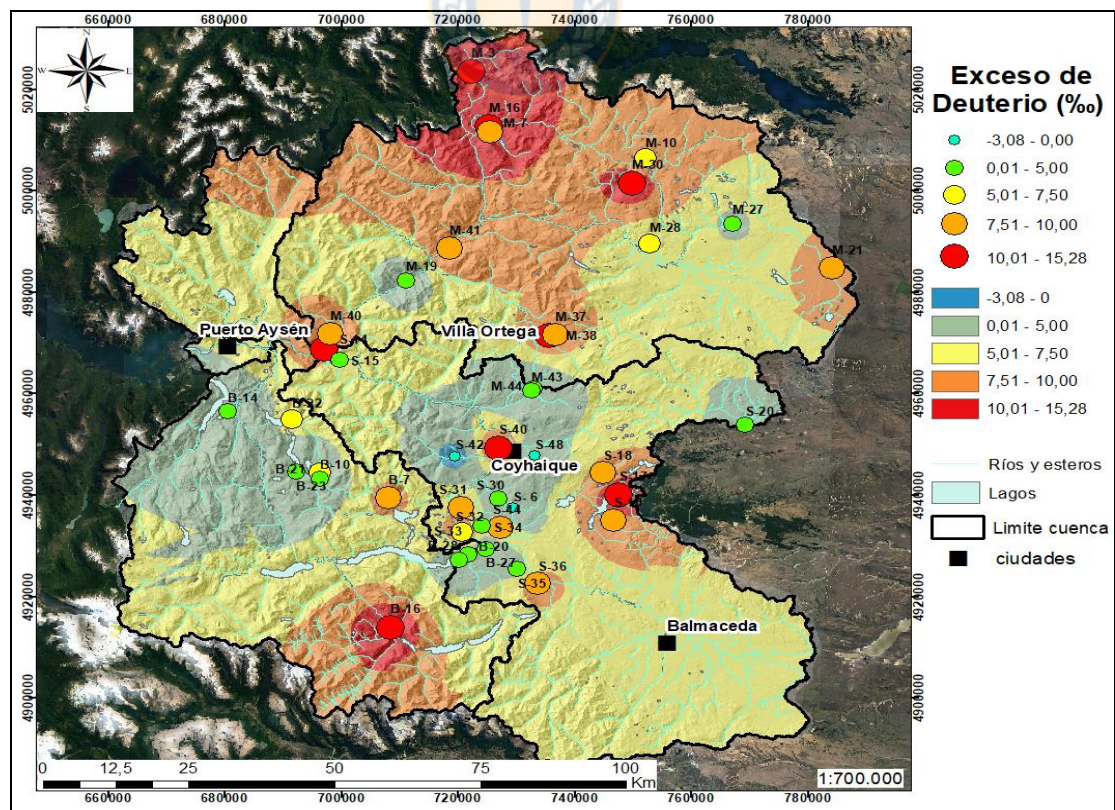
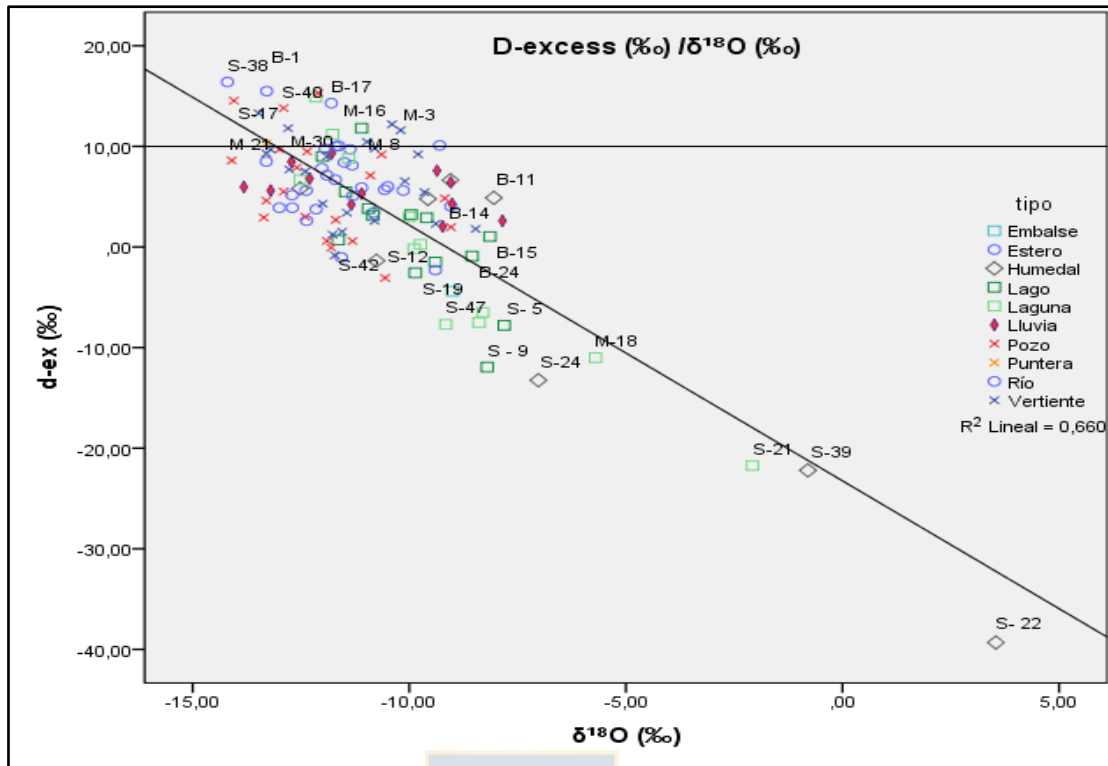


Figura 7.13. Distribución espacial del d-exces de aguas subterráneas en la cuenca del río Aysén



En el Gráfico 7.3, las muestras que tienen un d-excess mayor que la precipitación de GNIP y GWML, podrían deber su origen a precipitación formada en condiciones de menor humedad relativa, como la evapotranspirada en el continente y la misma cuenca. También altos valores de este parámetro pueden generarse por la mínima evaporación de la precipitación en elevadas altitudes, debido a la menor distancia de la nube al suelo (Froehlich y otros, 2008).

De esta forma el d-excess, LEL y LWML sugieren que las muestras de precipitación de la ciudad de Coyhaique del IAEA, se encuentran fraccionadas cinéticamente debido a evaporación ocurrida en su recorrido hacia el suelo, propio del clima de la zona oriental de la cuenca.

En zonas muy húmedas, los cuerpos de agua se fraccionarán próximos al equilibrio, es decir, la línea de evaporación local (LEL) tendrá una pendiente e intercepto similar a LMWL. En cambio, en regiones de baja humedad, tal como ocurre en zonas semiáridas a áridas, las muestras al momento de evaporarse se alejarán del equilibrio al fraccionarse cinéticamente, con pendiente generalmente menor a 6 (Clark, 2015; Mayr y otros, 2007; Mayr y otros, 2018).

Debido a la variabilidad climática de la cuenca del río Aysén, los cuerpos de agua de la zona occidental y oriental, se estudian de manera separada. La línea de evaporación local de la zona occidental (LEL1), es decir, las muestras de la subcuenca del río Blanco, posee una pendiente e intercepto bastante cercana a la LMWL, cuya pendiente de 6,5 está en acuerdo a la elevada humedad relativa de esta zona, cercana al 80% en los meses de verano (Gráfico 7.4). Las muestras de humedales de esta subcuenca, no se consideraron debido a que se encontraban sobre LMWL, lo que indica que el proceso más importante es la transpiración, que no genera enriquecimiento isotópico (Clark, 2015).

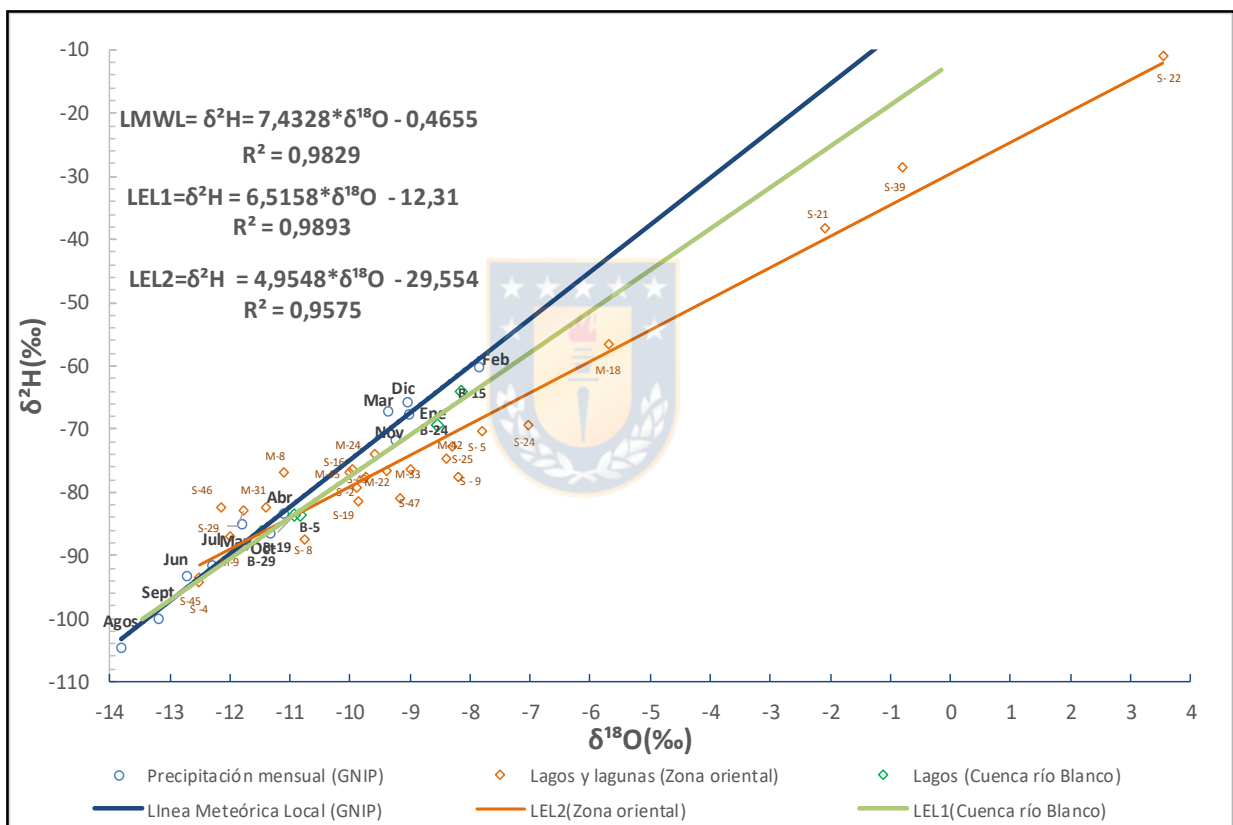


Gráfico 7.4. Línea de evaporación local de los sectores occidental (LEL1) y oriental (LEL2) de la cuenca del río Aysén. Línea meteorológica local de la ciudad de Coyhaique (GNIP) con la composición isotópica mensual ponderada (azul). Línea de evaporación local de la cuenca del río Blanco (LEL1) con sus muestras de lagos (verde) y línea de evaporación local de la zona oriental (cuencas río Mañihuales y Simpson) con sus muestras de lagos y humedales (naranja)

Por el contrario, la línea de evaporación local para la zona oriental (LEL2) (subcuencas de los ríos Simpson y Mañihuales), construida a partir de todas las muestras de lagos y humedales de esta zona, posee una pendiente muy baja, la que coincide con la humedad levemente superior al 50% de la temporada estival (Gráfico 7.4).

Estas dos líneas de evaporación calculadas con las muestras de lagos y lagunas, son fundamentales para determinar las condiciones de fraccionamiento tanto de las aguas superficiales como subterráneas, ordenándose a lo largo de ellas, según su grado de fraccionamiento cinético.

El sector occidental representado por la subcuenca del río Blanco, refleja una evidente relación negativa entre $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud, empobreciéndose en isótopo pesado hacia las mayores elevaciones del sur. Al analizar las muestras en relación a la LMWL y LEL, se observan tres grupos (Gráfico 7.5). El primer grupo son las muestras que poseen su recarga principal en el sector norte de la subcuenca, enriquecidas en ^{18}O (9,65 ‰ a -8,05‰). Tienen una composición isotópica similar a las precipitaciones de los meses estivales, presentan un flujo local y, por lo tanto, una alta tasa de renovación. A pesar de la elevada humedad del sector, las muestras de pozos y vertientes están fraccionadas cinéticamente, algunas por conexión con lagos (B-14) o por un nivel freático superficial expuesto a la evaporación.

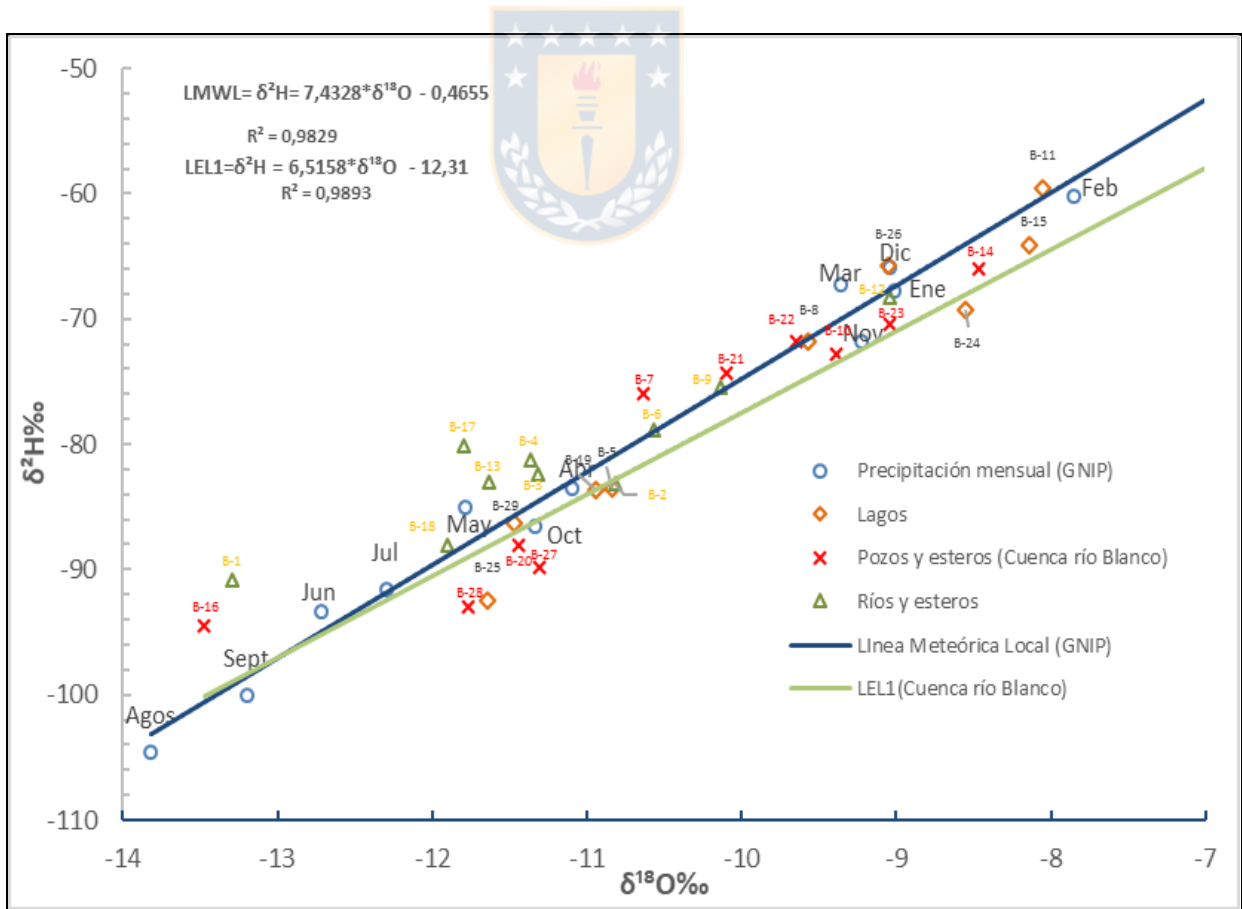


Figura 7.5. Muestras de aguas subterráneas de la subcuenca del río Blanco junto a la LEL1 y la LMWL de la ciudad de Coyhaique (GNIP).

El segundo grupo reúne las muestras localizadas al oriente de la subcuenca (B-20, B-27, B-28, B-25, B-5 y B-19), con un rango de composición isotópica acotada y relativamente empobrecida en isótopo pesado (-11,77 a -10,80‰), producto de su recarga proveniente del deshielo y la precipitación en altura. Sin embargo, el bajo d-excess de estas muestras, inferior a LEL1, se explica por el fraccionamiento cinético debido al clima de menor humedad del área oriental cercana a la subcuenca del río Simpson y al nivel freático superficial.

El tercer grupo lo constituyen esteros y vertientes cuya recarga proviene de las precipitaciones y deshielo de la topografía elevada del sur de la subcuenca. Su d-excess es relativamente elevado, y se localizan sobre la LEL1 y LWML (Gráfico 7.5). Esto último, puede deberse al nulo o menor fraccionamiento cinético sufrido en altura o bien a la humedad reciclada. Las muestras poseen una composición isotópica empobrecida en isótopo pesado (-13,48 a -11,32), en el rango de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación de los meses de más lluviosos, por lo tanto, su caudal se debe casi exclusivamente al deshielo y a un flujo base cuya mayor recarga ocurre durante el otoño y la primavera.

La zona oriental del área de estudio se compone de las subcuencas de los ríos Simpson y Mañihuales. En el Gráfico 7.6, al analizar la LMWL en relación con la distribución espacial de las muestras del sector oriental, tanto el río Simpson (S-13) como una vertiente (S-14) en su punto de cierre, poseen una composición de ^{18}O empobrecida con un alto d-excess. Esto indica la importancia de la recarga de los acuíferos ya sea por precipitación en altura, como por la caída en los meses de mayor precipitación de otoño a primavera. Esta señal isotópica también podría deberse al aporte de humedad reciclada proveniente del continente. Esto último, se hace evidente al observar el $\delta^{18}\text{O}$ de gran cantidad de pozos y vertientes que poseen alto d-excess y se ubican sobre la LMWL, no siempre relacionadas con grandes alturas (S-44, S-33) como ocurría en la subcuenca del río Blanco.

En el Gráfico 7.6, las muestras de agua subterránea, poseen alta dispersión, con considerable porción de las muestras (S-20, S-48, S-34, S-30, S-6, M-19, M-43) de bajo d-excess, ubicándose bajo la LWML y LEL, junto a la mayoría de las muestras de esteros y ríos que no nacen en la zona cordillerana, debido al fraccionamiento cinético producido por evaporación en un clima de baja humedad. Estos últimos valores pueden ser explicados por una infiltración lenta a través de la zona

no saturada de abundante limo y arcilla (depósitos glaciares y glaciolacustres), por niveles freáticos superficiales, como también por la importante evaporación sobre la precipitación de baja intensidad que ocurre en la zona oriental.

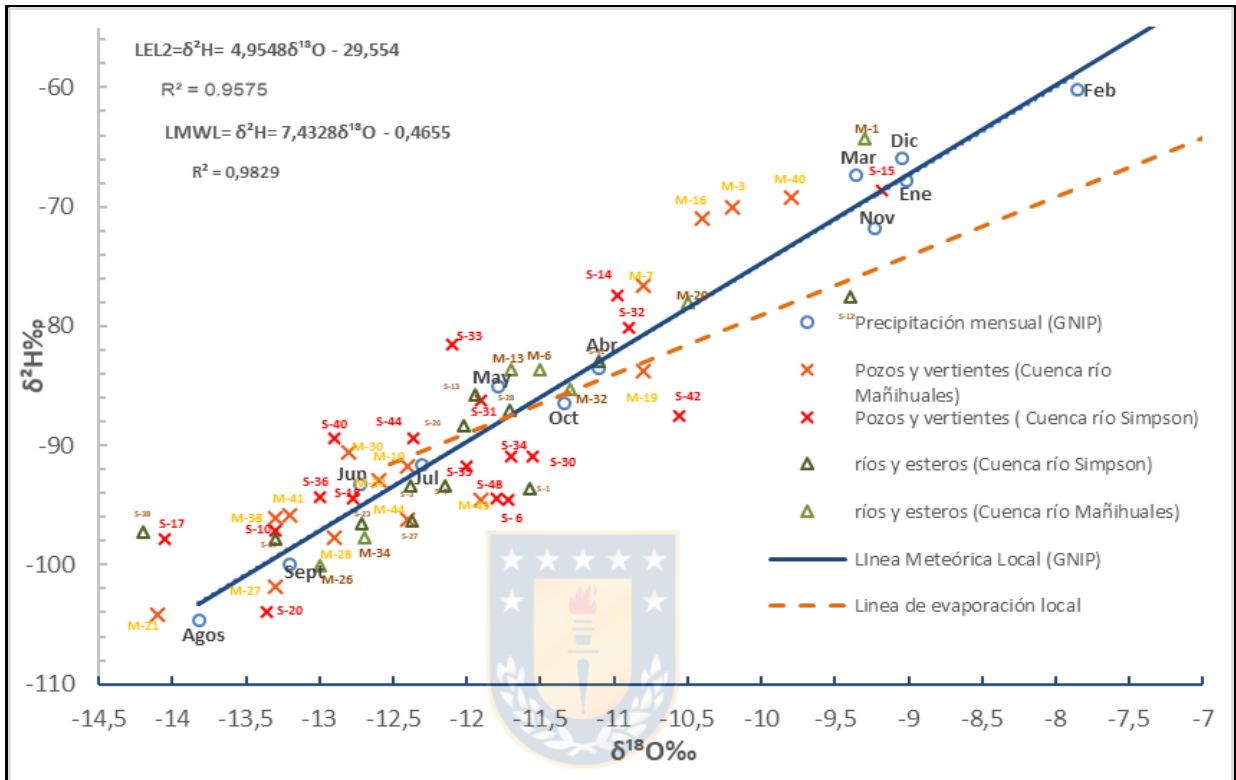


Figura 7.6. Relación de las aguas subterráneas y superficiales de la zona oriental de la cuenca del río Aysén con las LEL2 y LMWL de Coyhaique (GNIP).

Se traza una línea de mezcla entre el humedal Los Flamencos y el pozo S-20 como términos extremos, para representar el fraccionamiento cinético de superficie y el agua subterránea del sector de Coyhaique Alto. Entre estos términos se localiza el río Coyhaique (S-23). Mediante el método de proporciones de dos componentes extremos, se calcula que posee un 92% de aporte de agua subterránea en el mes de enero, mientras que el caudal restante provendría de aguas fraccionadas de humedales o lagunas, ya que las precipitaciones son escasas y de muy baja intensidad en meses estivales. Por medio de la fórmula simplificada de Rayleigh se obtiene que un 9,6% del agua precipitada en la zona de recarga del pozo S-20 se evapora.

Fórmula simplificada de Rayleigh en Clark (2015)

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Agua}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Vapor}} = \epsilon^{18}\text{O}_{\text{Agua-Vapor}} + \Delta\epsilon^{18}\text{O}_{\text{Agua-Vapor}}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Final}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Inicial}} = -(\mathbf{14,2(1-h) + \epsilon^{18}\text{O}_{\text{Agua-Vapor}}) \ln(f)$$

Donde ϵ (épsilon) corresponde al factor de enriquecimiento en equilibrio, $\Delta\epsilon$ (delta épsilon) al enriquecimiento cinético, (h) a la humedad relativa fraccional y (f) a la fracción residual.

El lago Frío, debe su caudal principalmente al estero Bandurrias, también posiblemente a aguas subterráneas y a un pequeño estero proveniente del lago Pollux, que da origen al río Pollux. Las aguas de este lago poseen el 17,35% de la precipitación inicial evaporada. El 76% de su caudal proviene del estero desagüe del lago Pollux, mientras que el 24% correspondería al estero Bandurrias y aguas subterráneas, puesto que su composición es muy similar a la precipitación ponderada de la LMWL.

La laguna Alvarado, posee vegetación indicativa de procesos de desecamiento y revela una evaporación de 24 % con respecto a la LMWL. Aguas arriba de esta laguna se ubican dos pozos en la Formación Divisadero, afectadas por evaporación entre un 8 y un 12% del agua precipitada debido posiblemente a la visible deforestación del suelo colindante causante de una mayor evaporación de la escorrentía y la recarga.

La laguna Brava localizada en plena zona cordillerana de la subcuenca del río Mañihuales, posee aportes de vertientes provenientes de elevadas altitudes, cuyo fraccionamiento ocurre paralelo a la GWML, por lo tanto, se produce en equilibrio, evidencia de un ambiente de alta humedad y posible aporte de humedad reciclada continental. Sin embargo, la muestra del estero desagüe de la laguna, posee un bajo d-excess, condición que, puede deberse a que las aguas de la laguna no se encuentran bien mezcladas. Cercano a esta laguna se ubica el lago Largo, alineado igualmente a la GWML, característica que puede observarse también en las lagunas al occidente de esta subcuenca alimentadas por vertientes provenientes del Batolito Norpatagónico, con alto d-excess.

Las muestras de fraccionamiento cinético relacionadas con la baja humedad son el humedal Los Flamencos (60% de evaporación), situado al este de la ciudad de Balmaceda (43% de evaporación) y la laguna Los Cóndores (43,5% de evaporación). La laguna Guzmán posee un 26% de

evaporación de sus aguas, a pesar de localizarse al occidente de la subcuenca del río Mañihuales y una baja salinidad, sugiriendo una recarga sólo por la precipitación.

El pozo en el extremo oriental de la cuenca (M-21) está muy empobrecido debido a la continentalidad y a la rápida recarga a través de los depósitos fluviales en los que se ubica. En cambio, el pozo (M-27) inserto en depósitos glaciares, se encuentra más fraccionado.

La mayoría de las muestras de aguas subterráneas, se encuentra en el mismo rango que el promedio de la precipitación entre los meses de abril a octubre, indicando que la mayor recarga ocurre en éste lapso. Tal como sucede en otras regiones templadas, se puede acotar que la recarga principal ocurre en otoño y primavera, debido a que, en invierno al descender en altura la isoterma 0° produce, por un lado, la precipitación frecuentemente sólida y por otro, la compactación del suelo. Ambos fenómenos inhiben la recarga. Debe considerarse, el efecto del gradiente topográfico, el que varía de $-0,15$ a $-0,5 \delta^{18}\text{O}\text{‰}/100$ m, siendo $-0,347 \delta^{18}\text{O}\text{‰}/100$ m para la cordillera de los Andes del sur (Clark, 2015; Mayr y otros, 2007). La continentalidad es otro de los efectos que haría disminuir el $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación hacia el oriente de Coyhaique, y aumentarlo hacia oeste.

7.7. CORRELACIÓN DE VARIABLES FÍSICO - QUÍMICAS E ISOTÓPICAS.

Se recurre a la matriz de correlación para conocer el grado de asociación lineal entre las variables físico-químicas e isotópicas (Tabla 8.4). Se determina que las variables son Log normal, transformando los datos a logaritmo natural. Se debe tomar en cuenta, que se utilizó el valor absoluto de $\delta^{18}\text{O}$ y, por lo tanto, una relación proporcional directa con una variable será negativa.

El $\delta^{18}\text{O}$ posee una correlación de proporcionalidad inversa significativa con la altura y el sulfato en la subcuenca del río Blanco. También presenta una correlación de proporcionalidad directa con el cloruro y la temperatura en la misma subcuenca. Esta relación es común en las aguas meteóricas, evidenciándose en la zona occidental de la cuenca de Aysén, producto de la elevada tasa de precipitación que permite una alta velocidad de renovación de las aguas. Estas relaciones en las subcuencas orientales no se manifiestan por la menor tasa de precipitación y mayor disponibilidad iónica de su geología heterogénea con formaciones de origen volcánico y sedimentario.

Tabla 8.4. Matrices de correlación de las subcuencas del río Aysén.

Río Blanco												
	$\delta^{18}\text{O}$	T	Cl	SO ₄	Ca	HCO ₃	Mg	Na	K	pH	STD	ALTURA
$\delta^{18}\text{O}$	1,000	-0,579	-0,677	0,578	0,353	0,189	-0,061	-0,151	-0,009	0,495	0,172	0,710
T	-0,579	1,000	0,467	-0,234	-0,036	0,039	0,195	0,262	0,288	-0,437	0,087	-0,422
Cl	-0,677	0,467	1,000	-0,474	0,102	0,247	0,450	0,529	0,193	-0,301	0,284	-0,538
SO ₄	0,578	-0,234	-0,474	1,000	0,495	0,315	0,141	0,094	0,098	0,565	0,371	0,301
Ca	0,353	-0,036	0,102	0,495	1,000	0,946	0,946	0,765	0,546	0,324	0,959	0,304
HCO ₃	0,189	0,039	0,247	0,315	0,946	1,000	0,894	0,896	0,690	0,188	0,983	0,234
Mg	-0,061	0,195	0,450	0,141	0,765	0,894	1,000	0,955	0,833	-0,027	0,900	0,019
Na	-0,151	0,262	0,529	0,094	0,765	0,896	0,955	1,000	0,770	-0,069	0,904	0,008
K	-0,009	0,288	0,193	0,098	0,546	0,690	0,833	0,770	1,000	-0,119	0,691	0,157
pH	0,495	-0,437	-0,301	0,565	0,324	0,188	-0,027	-0,069	-0,119	1,000	0,192	0,182
STD	0,172	0,087	0,284	0,371	0,959	0,983	0,900	0,904	0,691	0,192	1,000	0,206
ALTURA	0,710	-0,422	-0,538	0,301	0,304	0,234	0,019	0,008	0,157	0,182	0,206	1,000
Río Mañihuales												
	$\delta^{18}\text{O}$	Cl	SO ₄	HCO ₃	Ca	Mg	Na	K	pH	T	ALTURA	STD
$\delta^{18}\text{O}$	1,000	0,080	0,599	0,470	0,561	0,448	0,417	0,143	0,059	-0,177	0,291	0,319
Cl	0,080	1,000	0,292	0,314	0,343	0,487	0,797	0,523	-0,060	-0,163	0,021	0,491
SO ₄	0,599	0,292	1,000	0,676	0,805	0,606	0,647	0,427	0,414	-0,024	0,597	0,702
HCO ₃	0,470	0,314	0,676	1,000	0,859	0,790	0,678	0,614	0,375	0,142	0,467	0,700
Ca	0,561	0,343	0,805	0,859	1,000	0,903	0,797	0,696	0,497	0,107	0,569	0,878
Mg	0,448	0,487	0,606	0,790	0,903	1,000	0,847	0,843	0,390	0,045	0,410	0,814
Na	0,417	0,797	0,647	0,678	0,797	0,847	1,000	0,701	0,282	-0,023	0,307	0,827
K	0,143	0,523	0,427	0,614	0,696	0,843	0,701	1,000	0,205	0,002	0,293	0,750
pH	0,059	-0,060	0,414	0,375	0,497	0,390	0,282	0,205	1,000	0,451	0,392	0,467
T	-0,177	-0,163	-0,024	0,142	0,107	0,045	-0,023	0,002	0,451	1,000	0,199	0,186
ALTURA	0,291	0,021	0,597	0,467	0,569	0,410	0,307	0,293	0,392	0,199	1,000	0,550
STD	0,319	0,491	0,702	0,700	0,878	0,814	0,827	0,750	0,467	0,186	0,550	1,000
Río Simpson												
	$\delta^{18}\text{O}$	Cl	SO ₄	HCO ₃	Ca	Mg	Na	K	pH	T	STD	ALTURA
$\delta^{18}\text{O}$	1,000	-0,119	-0,109	-0,221	-0,156	-0,251	-0,206	-0,244	-0,578	-0,426	0,021	-0,086
Cl	-0,119	1,000	0,201	0,675	0,438	0,639	0,747	0,666	0,128	-0,042	0,288	0,052
SO ₄	-0,109	0,201	1,000	0,174	0,240	0,133	0,100	0,135	0,121	-0,110	0,130	0,211
HCO ₃	-0,221	0,675	0,174	1,000	0,812	0,858	0,881	0,793	0,223	0,117	0,679	0,183
Ca	-0,156	0,438	0,240	0,812	1,000	0,605	0,613	0,413	0,237	0,192	0,790	0,126
Mg	-0,251	0,639	0,133	0,858	0,605	1,000	0,801	0,887	0,166	0,122	0,638	0,161
Na	-0,206	0,747	0,100	0,881	0,613	0,801	1,000	0,786	0,242	0,078	0,514	0,225
K	-0,244	0,666	0,135	0,793	0,413	0,887	0,786	1,000	0,084	0,018	0,438	0,192
pH	-0,578	0,128	0,121	0,223	0,237	0,166	0,242	0,084	1,000	0,627	0,041	0,328
T	-0,426	-0,042	-0,110	0,117	0,192	0,122	0,078	0,018	0,627	1,000	0,170	0,094
STD	0,021	0,288	0,130	0,679	0,790	0,638	0,514	0,438	0,041	0,170	1,000	0,079
ALTURA	-0,086	0,052	0,211	0,183	0,126	0,161	0,225	0,192	0,328	0,094	0,079	1,000

En la subcuenca del río Blanco, los sólidos totales disueltos (STD) presentan una fuerte proporcionalidad directa con los iones mayoritarios Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} y HCO_3^- , significativa con el K^+ y débil con Cl^- y SO_4 . Estas relaciones son normales en aguas asociadas con granitos, las que son poco salinas (Custodio y Llamas, 1996). En la subcuenca del río Mañihuales, los STD poseen relación directa fuerte solo con el ión Ca^{2+} , solo significativa con los iones Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} y HCO_3^- . Esta configuración se debe a la alteración de silicatos cálcicos de las rocas volcánicas y carbonatos y cemento calcáreo de algunas formaciones de esta subcuenca. La relativamente baja correlación con el bicarbonato se puede deber al pH levemente alcalino a alcalino que poseen sus aguas, lo que propicia la precipitación de calcita que regula el pH. En la subcuenca del río Simpson, los STD sólo poseen una relación significativa con el Ca^{2+} , y moderada con Na^+ , Mg^{2+} y HCO_3^- , posiblemente por la mayor cantidad de procesos de origen antrópico y natural, tales como la reducción de sulfato, intercambio catiónico, generación y adsorción de arcilla.

IX. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN.

La cuenca trasandina y exorreica del río Aysén posee su límite oriental sobre la Pampa Patagónica, la que es disectada por cordones subandinos. Conforman valles de origen glacial de amplitud variable, que cruzan hacia el océano a través de la zona oriental de la cordillera de los Andes, desembocando en el fiordo Aysén. Esta morfología da origen a una marcada variabilidad climática en forma de franjas longitudinales, cuya precipitación, temperatura y humedad disminuyen progresivamente hacia el límite oriental, desde una tasa anual de aproximadamente 4.000 mm en la cordillera hasta 212 mm en el sector pampeano.

Sobre la base del balance hídrico realizado en este trabajo, el 27,4% de la precipitación se convierte en evapotranspiración, mientras que el 59,5% se transforma en escorrentía superficial, infiltrándose a través del suelo el 13,1 % de la precipitación. Este resultado se puede explicar debido a que los suelos, en su mayoría, son de tipo A y B, agregando que los mayores usos de suelo son de bosques y praderas, los cuales permiten una elevada infiltración. Esta última se produce principalmente entre los meses de mayo a agosto en los suelos de la zona oriental de menor precipitación, en tanto que en la zona occidental ocurre todo el año. Al integrar al análisis del registro fluviométrico, se comprueba un comportamiento pluvio glacio nival de la cuenca, con un alza en los meses de invierno y luego en primavera verano. Principalmente en la zona oriental se aprecia que, entre noviembre y marzo, el promedio mensual de ETR es menor que el ETP, debido a la disminución progresiva de la precipitación hacia el este y el aumento de la temperatura en estos meses. Esto no permite el exceso de agua, agotando la reserva de humedad del suelo. El flujo de las reservas de aguas tanto superficial como subterránea es, por lo tanto, de gran relevancia en este sector.

Debido a la importancia del aporte de los acuíferos al flujo base en los meses secos en la zona oriental de la cuenca, es indispensable conocer la localización y sus propiedades hidráulicas. De este modo, a partir de las características litológicas e hidráulicas de las unidades litoestratigráficas, se concluye que la unidad I, compuesta principalmente por depósitos fluviales, glaciofluviales y aluviales, constituye un acuífero freático con niveles bastante someros, en ocasiones con conexión a ríos adyacentes. Su espesor es variable, y alcanza desde 10 a 50 m en algunos sectores próximos a los ríos Coyhaique, Pollux y Simpson, y llega incluso a los 400 m en la zona de confluencia de

los ríos Blanco y Aysén (CEGA, 2017; SERNAGEOMIN, 2012). Estos depósitos, se clasifican según Struckmeier y Margat (1995) con un potencial hidrogeológico alto (A). Los depósitos de glaciares de fondo, aluviales, fluviales y glaciofluviales de valles secundarios integrantes de la unidad II se clasifican con un potencial hidrogeológico moderado (B). Los glaciolacustres y lacustres, se clasifican con un nulo potencial hidrogeológico bajo (D), y los depósitos morrénicos son clasificados con un bajo potencial (C), debido a que existen captaciones someras productivas, posiblemente a causa de su heterogeneidad granulométrica y espacial.

La permeabilidad de las unidades hidrogeológicas consolidadas está definida por sus características geomecánicas, zonas de fracturas y de fallas. En general, se comportan como límite basal y lateral de los acuíferos, debido a su buena consolidación y nulo a bajo fracturamiento. No obstante, se destaca la estructura columnar de los basaltos de la unidad VII y alto grado de fracturamiento de las lutitas de la Formación Katterfeld pertenecientes a la unidad IX. En esta última se evidencian vertientes de bajo caudal en taludes artificiales que cortan a la Formación (SERNAGEOMIN, 2012). Pozos que han alcanzado a esta unidad han salido secos, mientras que algunas perforaciones, en sectores de formaciones volcánicas e intrusivas, ligadas a fallas han resultado productivos (SERNAGEOMIN, 2012). Estas prospecciones y rangos de resistividades anómalas en formaciones volcánicas, requieren nuevos estudios de mayor detalle y resolución, para delimitarlas y caracterizarlas hidráulicamente.

La interacción del agua proveniente de las precipitaciones que pasan a formar parte de la escorrentía tanto superficial como subterránea con las distintas unidades hidrogeológicas determina la composición y parámetros físico-químicos del recurso hídrico. Las aguas de la cuenca del río Aysén se clasifican como dulces, de baja mineralización y cantidad de sólidos disueltos, cumpliendo con la norma de calidad NCh 409/1. Los valores de concentración iónica, Ce, STD y pH más bajos se localizan en las zonas con mayor tasa de precipitación, es decir, la subcuenca del río Blanco y zona occidental de las subcuencas de los ríos Mañihuales y Simpson, con concentraciones que, en general, son más bajas que el rango promedio en las aguas dulces. Por el contrario, los rangos más elevados de las variables mencionadas están distribuidos hacia la zona oriental, de menor precipitación de la cuenca y en formaciones sedimentarias y volcánicas con minerales que permiten un mayor suministro iónico a la solución.

Las aguas son principalmente bicarbonatadas cálcicas y mixtas, y tienen composición química normal de aguas dulces naturales juvenes. En cuanto a los cationes, sus concentraciones son bajas y siguen normalmente el orden $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K}$. En general, estos últimos poseen alta correlación con HCO_3 , CE y STD, cuyos valores son más elevados en rocas volcánicas y sedimentarias de la zona oriental, por lo tanto, de estrecha relación con la meteorización de los minerales de estas formaciones. Mientras que los valores más bajos se localizan en el Batolito Norpatagónico, al occidente de la cuenca, lo que es normal para aguas relacionadas con esta litología, junto a altas tasas de precipitaciones.

Sin embargo, existen tres grupos de muestras que escapan de la composición global descrita para la cuenca. La muestra sulfatada cálcica (M-14), se debe a la lixiviación de piritita del estero que rodea a un relave en el Distrito Minero El Toqui, que da como producto sulfato e hidrogeniones que aumentan el pH. El grupo de muestras bicarbonatadas sódicas (S-20, S-21, M-6 y M-18), localizadas en Coyhaique Alto correspondientes a un pozo (S-20) y laguna Los Cóndores (S-21), poseen elevada conductividad eléctrica y concentración iónica, aunque bajo % meq/L de SO_4^{2-} , con potencial redox negativo, que indica la ocurrencia de reducción de sulfatos. El alto contenido en sodio respecto al calcio y magnesio, se debe al proceso de intercambio iónico con arcillas montmorrillonitas e illitas(mica), producidas comúnmente por la lixiviación de plagioclasas sódicas y feldespatos potásicos de rocas volcánicas. De este modo, las arcillas retienen fuertemente el Ca^{2+} y Mg^{2+} , y liberan Na^+ a la solución.

La laguna Guzmán (M-18) emplazada en depósitos fluviales, posee una de las salinidades más bajas de la cuenca y es clasificada como bicarbonatada sódico potásica. A pesar de su baja salinidad, tiene un d-excess muy negativo y evidencia alta evaporación, debiendo su composición a la precipitación local.

La muestra S-32 correspondiente a un pozo perforado en depósitos glaciales, en contacto con un cerro donde aflora la Formación Apeleg, posee composición bicarbonatada magnésica, posiblemente debido a la disolución de minerales carbonatados ricos en Mg^{2+} tales como dolomita, magnesita y calcita, presentes en esta Formación.

En base al análisis isotópico de las muestras del río Aysén se concluye que tienen un origen meteórico, y se clasifican de acuerdo a la relación $\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) / \delta\text{D} (\text{‰})$ como “Aguas de Montañas y Zonas Continentales”. En las zonas de mayores altitudes, y en los cuerpos de agua que tienen su recarga en estas áreas, se advierte un mayor exceso de deuterio. Este fenómeno puede explicarse mediante una componente importante de vapor reciclado desde la evaporación continental o, simplemente, como producto de la menor exposición a la evaporación de la precipitación en las altas cumbres. De todos modos, debido a la gran extensión, variabilidad climática y fisiográfica de la zona de estudio, las muestras serán afectadas en distinta medida por efectos climáticos que, en realidad, dependen principalmente de la temperatura.

El principal efecto climático en la cuenca del río Aysén, es el relieve. A causa de las altas elevaciones de la cordillera de los Andes se produce un ascenso de la masa de aire húmedo, la cual producto de descompresión adiabática, se enfría hasta alcanzar el punto de rocío. Este efecto junto a la continentalidad, provoca el empobrecimiento en ^{18}O y D a medida que se desplaza la masa de aire húmedo hacia el oriente, alcanzando los límites con Argentina.

Este patrón de origen orográfico sobre la composición isotópica de la precipitación, puede ser comprobado por los mapas de distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de aguas subterráneas, al igual que las muestras de corrientes superficiales, que según diversos estudios son una buena aproximación para analizar la composición isotópica de la precipitación. Sin embargo, su uso debe realizarse con cautela, por la posible exposición a la evaporación de las aguas subterráneas y superficiales, también a la proveniencia de la precipitación que da origen a la recarga con componente de humedad reciclada, o producida por deshielo de alto d-excess. Estos dos últimos fenómenos pueden ocasionar disminución de la pendiente de la LMWL, si ocurre en aguas empobrecidas en ^{18}O y D, mientras que puede inducir lo contrario si es que se fracciona por evaporación.

Como resultado de las diferencias climáticas dentro de la cuenca, se calculan dos líneas de evaporación local (LEL). La LEL1 construida con las muestras de lagos de la zona occidental, es decir, de la subcuenca del río Blanco de ecuación $\delta^2\text{H} = 6,5158 * \delta^{18}\text{O} - 12,31$, posee una pendiente que coincide con la humedad relativa de alrededor de 80% de los meses estivales de Puerto Aysén.

Los diferentes cuerpos de agua se fraccionan en acuerdo a esta recta cercana al equilibrio. Las muestras más enriquecidas en ^{18}O , se ubican en el norte de esta subcuenca, hacia su punto de cierre, que además coincide con la precipitación de los meses estivales de la LMWL de la ciudad de Coyhaique, por lo tanto, la recarga de pozos y vertientes ocurriría en estos meses a través de flujo local. Muestras más empobrecidas, en este sector, se deben posiblemente a la recarga por vertientes que obtienen su precipitación de mayores elevaciones, en consecuencia, una señal más empobrecida en isótopo pesado que la Línea Meteorológica Local (LMWL). El segundo grupo corresponde a muestras tomadas hacia el oriente de esta subcuenca cercana a su límite con la subcuenca del río Simpson y, si bien, están relativamente empobrecidas como consecuencia de la recarga proveniente de mayores altitudes, están bajo la LEL1, con un bajo d-excess, a causa de una menor humedad en este sector. Las muestras localizadas hacia el sur provenientes de mayores altitudes, tienen un alto d-excess, posiblemente debido a la menor exposición a la evaporación y a una componente de reciclaje de humedad continental. Estos dos últimos grupos descritos, poseen la misma señal isotópica que la precipitación en los meses de abril a octubre. Esto indica que los meses más probables de recarga de sus aguas, corresponderían a los meses de otoño y primavera, debido a que en invierno la isoterma 0 desciende a menores altitudes, acumulando precipitación nivosa, que luego es descargada por el deshielo en los meses de primavera, mientras que en verano hay una mayor componente de evapotranspiración.

La línea evaporación local de la zona oriental (LEL2), construida con las muestras de lagos y humedales de las subcuencas de los ríos Mañihuales y Simpson, es una recta ($\text{LEL2} = \delta^2\text{H} = 4,9548 * \delta^{18}\text{O} - 29,554$) de menor pendiente e intercepto, que coincide con sus bajas humedades relativas en los meses estivales, que favorecen un mayor componente de fraccionamiento cinético, alejándose cada vez más de la LMWL de la ciudad de Coyhaique, a medida que se produce mayor evaporación, llegando a las muestras extremas cercanas al límite con Argentina, las que tienen un máximo cercano al 60% de evaporación en el caso del humedal Los Flamencos y 42 % en el caso de la laguna Los Cóndores. Las muestras poseen una dispersión mayor que la zona occidental, producto de diferentes aportes de humedad reciclada e intensidades de fraccionamiento. Al igual que en la zona anterior, la mayoría de las muestras tanto de aguas subterráneas como superficiales se localizan en el rango de la composición isotópica de la precipitación, entre los meses de abril a octubre, por lo tanto, la recarga se efectúa en los meses de otoño y primavera. Gran cantidad de

muestras de estas subcuencas tienen alto d-excess, y ponen en evidencia la importancia de la humedad reciclada, la precipitación en altura y el deshielo lo que puede observarse en la muestra del río Simpson en su punto de cierre antes de la confluencia con el río Mañihuales, sobre la LMWL, alineándose con la GMWL.

La zona oriental está fuertemente influenciada por el efecto de la continentalidad, con cuerpos de agua superficiales y subterráneos, cada vez más empobrecidos, hacia el oriente. Las muestras de isótopos estables constituyen un buen trazador de la recarga de humedales o lagos con aguas comúnmente fraccionadas cinéticamente, hacia el acuífero. Sin embargo, todas las muestras de aguas subterráneas se localizan comúnmente aguas arriba de los lagos, con una composición mucho más empobrecida en isótopo pesado, representativa de la precipitación en el caso de los pozos cuya zona de recarga de granulometría que permite una rápida infiltración y percolación, como ocurre en depósitos fluviales y glaciofluviales, a diferencia del till glacial y abanicos aluviales, de mayor cantidad de limo y arcilla. Sin embargo, pueden ocurrir variaciones como consecuencia de la recarga proveniente de esteros cuyo nacimiento se deba a un lago o humedal, como también a pozos ocupados para riego, cuya recarga se enriquece cíclicamente en isótopo pesado.

Para próximos estudios se recomienda hacer un muestreo y análisis de la precipitación, tanto espacial como temporal, con el objetivo de conocer el gradiente pluviométrico con la altura a nivel de subcuenca y, de este modo cuantificar el valor real de la precipitación caída. También es necesario realizar muestreo de isótopos estables de ^{18}O y ^2H de precipitación para calcular el gradiente de empobrecimiento isotópico con respecto a la topografía, estacionalidad y la continentalidad, tanto de la zona occidental de mayor humedad como de la zona oriental, cuya LMWL de Coyhaique de GNIP es válida sólo para este sector y, de esta forma, poder calcular la recarga de manera más precisa.

Se concluye que en las aguas de la cuenca del río Aysén están afectadas por una variabilidad tanto temporal como espacial, la cual se debe a sus diferencias climáticas, geológicas e incluso antrópicas. La superposición físico-química e isotópica, es clave para identificar y caracterizar diferentes procesos que ocurren en la cuenca.

X. REFERENCIAS

- ADRIASOLA, A. C.; THOMSON, S. N.; BRIX, M. R.; HERVÉ, F. & STÖCKHERT, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos Region of Chile, 41-42 15' S. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **95**(3): 504-528.
- APARICIO, F. 1992. Fundamentos de Hidrología de Superficie. Editorial Limusa: 152 pp. Ciudad de México.
- APPELO Y POSTMA, 2005. Geochemistry, Groundwater and Pollution. Editorial Balkema: 647 pp. Ámsterdam.
- ARANCIBIA, G.; CEMBRANO, J. & LAVENU, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aysén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. **26** (1): 03-22.
- BAKER, P.E.; REA, W.J.; SKARMETA, J.; CAMINOS, R. & REX, D.C. 1981. Igneous history of the Andean cordillera and Patagonian plateau around latitude 46°S. *Philos. Trans. R. Soc. London*. Vol. **303**: 105-149.
- BARTHOLOMEW, D. S. & TARNEY, J. 1984. Crustal extension in the southern Andes (45° - 46° S). *Geological Society. Special Publications*. Vol. **16** (1): 195-205.
- BÖRGEL, R. 1983. Geomorfología. Colección Geografía de Chile. Ediciones Instituto Geográfico Militar: 182 pp. Santiago.
- BRUCE, R. M.; NELSON, E. P.; WEAVER, S. G. & LUX, D.R. 1991. Temporal and spatial variation in the southern Patagonian batholith. Constraints on magmatic arc development. *Geological Society of America Special Papers*. Vol. **265**: 1-12.
- CARDONA, A. & CARRILLO-RIVERA, J.J. 2006. Hidrogeoquímica de sistema de flujo intermedio que circulan por sedimentos continentales derivados de rocas riolíticas. *Ingeniería hidráulica*. Vol. **21** (3): 69-86.
- CEGA. 2017. Estimación y valorización del potencial geotérmico en la Región de Aysén (Inédito). 267 pp. Santiago.
- CEMBRANO, J. & LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*. Vol. **471**(1-2): 96-113.
- CEMBRANO, J.; HERVÉ, F. & LAVENU, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*. Vol. **259** (1-3): 55-66.

- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile. Editores Moreno, T. & Gibbons, W. *The Geological Society*: 93 pp. Londres.
- CHOW, V.; MAIDMENT, D. & MAYS, L. 1988. Hidrología aplicada. Editorial McGraw Hill: 572 pp. Nueva York.
- CIREN. 2005. Estudio Agrológico XI Región. Descripciones de suelos, materiales y símbolos. Publicación CIREN N° 130: 126 pp. Santiago.
- CLARK, I.D. 2015. Groundwater geochemistry and isotopes. CRC Pres, Taylor & Francis Group: 456 pp. Boca Raton.
- CONAF-UACH. 2012. Monitoreo de Cambios, Corrección Cartográfica y Actualización del Catastro de Bosque Nativo en XI Región de Aysén (Inédito): 55 pp. Valdivia.
- CONTRERAS, C. 2013. Evaluación Hidrogeológica e Hidrogeoquímica de la Cuenca del Río Simpson, Región de Aysén, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 120 pp. Concepción.
- CROWLEY, T. J. 2000. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science*. Vol. **289**: 270-277.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. 1996. Hidrología Subterránea. Vol.1. Edición Omega: 1.180 pp. Barcelona.
- DGA-CICG. 2013. Actualización del Balance Hídrico Nacional Considerando Cambio Climático: diagnóstico (Inédito): 489 pp. Santiago.
- DE LA CRUZ, R.; SUÁREZ, M.; BELMAR, M.; QUIROZ, D. & BELL, M. 2003. Geología del área Coyhaique. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. Vol. **80**: 21 pp. Santiago.
- DE LA CRUZ, R.; WELKNER, D.; SUÁREZ, M.; QUIROZ, D. 2004. Geología del Área Oriental de las Hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Vol. **85**: 57 pp. Santiago.
- DE LA CRUZ, R. & SUÁREZ, M. 2008. Geología del Área Chile Chico-Río de las nieves, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Escala 1:100.000, serie Geología Básica. Vol. **108**: 57 pp. Santiago.
- FAGUNDO, J. R.; GONZÁLEZ, P.; SUÁREZ, M.; MELIÁN RODRÍGUEZ, C.; PAJÓN, J.; FAGUNDO-SIERRA, J. & LLERENA, M. 2003. Hidrogeoquímica de flujos locales, intermedios y regionales de la Sierra del Rosario, Pinar del Rio, Cuba. V Congreso de Geología y Minería: 16 pp. La Habana.

- FERRÉR, M.; RODRÍGUEZ, J. & ESTRELA, T. 1995. Generación automática del número de curva con sistemas de información geográfica. *Ingeniería del agua*. Vol. 2(4): 17pp.
- FOLGUERA, A. & RAMOS, V. A. 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37-46 S). *Revista de la Sociedad Geológica de España*. Vol. 15(1-2): 81-93.
- FOLGUERA, A.; GIANNI, G. M.; ENCINAS, A.; ÁLVAREZ, O.; ORTS, D.; ECHAURREN, A. & RAMOS, M. E. 2018. Neogene growth of the Patagonian Andes. The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Editor Folguera, A. Springer Nature: 475-501.
- FROEHLICH, K.; KRALIK, M.; PAPESCH, W.; RANK, D.; SCHEIFINGER, H. & STICHLER, W. 2008. Deuterium excess in precipitation of Alpine region moisture recycling. *Environmental and Health Studies*. Vol. 44(1): 61-70.
- GIANNI, G. M.; NAVARRETE, C.; ECHAURREN, A.; DÍAZ, M.; BUTLER, K. L.; HORTON, B. K. & FOLGUERA, A. 2020. Northward propagation of Andean genesis: Insights from Early Cretaceous synorogenic deposits in the Aysén-Río Mayo basin. *Gondwana Research*. Vol. 77: 238-259.
- HEM, J. D. & G.S. (US). 1989. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water: 272 pp. Alexandria.
- HEPP, C. & STOLPE, N. B. 2014. Caracterización y propiedades de los suelos de la Patagonia occidental (Aysén). Institución de Investigaciones Agropecuarias, Centro de Investigación INIA Tamel Aike, Coyhaique, Chile. *Boletín INIA*. Vol. 298(1): 5-160.
- HERVÉ, M. 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncavi en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente, Provincia de Valdivia. Congreso Geológico Chileno N°1: 18pp. Santiago.
- HERVÉ, A. F.; MPODOZIS, C.; DAVIDSON M., J. & GODOY, P, E. 1981. Observaciones estructurales y petrográficas en el basamento metamórfico del archipiélago de Los Chonos, entre el canal King y el canal Ninualac, Aysén. *Revista Geológica de Chile*. 14 pp. Santiago.
- HERVÉ, F.; PANKHURST, R. J.; FANNING, C. M.; CALDERÓN, M. & YAXLEY, G. M. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*. Vol: 97(3-4): 373-394.
- HERVÉ, F.; CALDERÓN, M. & FAÚNDEZ, V. 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. Metamorphic Complexes. Late Paleozoic. Jurassic. Blueschists. Subduction Zone. *Geológica Acta*. Vol. 6(1): 43-53.
- HOEFS, J. 2010. Stable isotope geochemistry. Springer: 285 pp. Göttingen.
- IANNIZZOTTO, N.; FOLGUERA, A.; LEAL, P. & IAFFA, D. 2003. Ambientes de acumulación

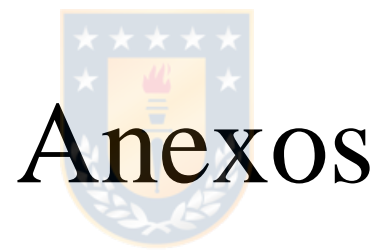
de las secuencias volcanoclásticas neocomianas y evolución tectónica de la zona del Lago La Plata (45° S). Congreso Geológico Chileno N°10. Actas **2**: 115-127. Concepción.

- KENDALL, C. & COPLEN, T. 2001. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. *Hydrological processes*. Vol. **15** (7): 1.363-1.393.
- MALONEY, K. T.; CLARKE, G. L.; KLEPEIS, K. A. & QUEVEDO, L. 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*. Vol. **32**(5): 1.049-1.065.
- MARDONES, M.; JARA, J. & VARGAS, J. 2007. El patrón hidrográfico de la cuenca del río Blanco: control tectónico y geomorfológico. *Revista de Geografía Norte Grande*. Vol: **38**: 79-98.
- MARDONES, M. & GANA, B. 2009. Evidencias geomorfológicas de fluctuaciones glaciares pleistocénicas en la cuenca del río Simpson, Región de Aysén, Chile. Congreso Geológico Chileno N° 12: 4 pp. Santiago
- MAYR, C.; LÜCKE, A.; STICHLER, W.; TRIMBORN, P.; ERCOLANO, B.; OLIVA, G.; OHLENDORF, C.; SOTO, J.; FEY, M.; HABERZETTL, T.; JANSSEN, S.; SCHÄBITZ, F.; SCHLESER, G.H.; WILLE, M & ZOLITSCHKA, B. 2007. Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$). *Journal of Hydrology*. Vol. **334**(1-2): 53-63.
- MAYR, C.; SAUTER, T.; WISSEL, H.; LANGHAMER, L.; MASSAFERRO, J.; LAPRIDA, C.; FÖRSTERRA, G.; LÜCKE, A. & MEIER, W. 2018. Atmospheric controls on hydrogen and oxygen isotope composition of meteoric and surface waters in Patagonia. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*: 1-22.
- MIRETZKY, P.; CONZONNO, V. & FERNÁNDEZ, A. 2000. Hydrochemistry of pampasic ponds in the lower stream bed of Salado River drainage basin, Argentina. *Environmental Geology*. Vol. **39**(8): 951-956.
- MINISTERIO DE FOMENTO. 2016. Orden FOM/298/2016, norma 5.2-IC drenaje superficial de la Instrucción de Carreteras. BOE N°60. Ministerio de Fomento. 142 pp. Madrid.
- MORATA, D.; OLIVA, C.; DE LA CRUZ, R. & SUÁREZ, M. 2005. The Bandurrias gabbro: late Oligocene alkaline magmatism in the patagonian cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **18**(2): 147-162.
- MOSQUERA, A.; SILVESTRO, J.; RAMOS, V. A.; ALARCÓN, M. & ZUBIRI, M. 2011. La estructura de la Dorsal de Huincul. Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino: 385-397. Buenos Aires.
- MPODOZIS, C. & KAY, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **17**(2): 153-180. Santiago.

- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación geológica Argentina*. Vol: 63(4): 481-497.
- MUÑOZ, M. 2018. Bomba de calor geotérmica con intercambiadores de calor verticales cerrados en Coyhaique. Tesis de grado de magíster. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito):103 pp. Santiago.
- NELSON, E. & FORSYTHE, R. 1994. Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 7(3-4): 271-278.
- NIEMEYER, H.; SKARMETA, J. & FUENZALIDA, R. E.W. 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Escala 1:500.000. Vol. **60-61**: 80 pp. Santiago.
- ORIHASHI, Y.; NARANJO, J.; MOTOKI A.; SUMINO, H.; HIRATA, J. & ANMA, R. 2004. Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: New constraints from K-Ar ages. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **31**(2): 207-224. Santiago.
- PANKHURST, R. J.; HERVÉ, F.; ROJAS, L. & CEMBRANO, J. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42–42 30' S). *Tectonophysics*. Vol. **205**(1-3): 283-294.
- PANKHURST, R. & HERVÉ, F. 1994. Granitoid age distribution and emplacement control in the North Patagonian Batholith in Aysén, Southern Chile. Congreso Geológico Chileno N°7. Vol. **2**: 1.409-1.413. Concepción.
- PANKHURST, R. J.; LEAT, P. T.; SRUOGA, P.; RAPELA, C. W.; MÁRQUEZ, M.; STOREY, B. C. & RILEY, T. R. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol: **81**(1-2): 113-136.
- PANKHURST, R.; WEAVER, S.; HERVÉ, F. & LARRONDO, P. 1999. Mesozoic- Cenozoic Evolution of the North Patagón Batholith in Aysén Southern Chile. *Journal of the Geological Society*, E.E.U.U. Vol. **156**(4): 673-680.
- PANKHURST, R.; RILEY, T.; FANNING, C. & KELLEY, S. 2000. Episodic Sillitic Volcanism in Patagonia Antarctic Peninsula: Cronology of Magmatism Associated with the Break- up of Gondwana. *Journal of Petrology*. Vol. **41**: 605-610.
- PARADA, M.; LAHSEN, A. & PALACIOS, C. 2001. Ages and geochemistry of Mesozoic-Eocene back-arc volcanic rocks in the Aysén Region of the Patagonian Andes, Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **28**(1): 25-47. Santiago.
- RAMOS, V. A. 2008. Patagonia: a Paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26**(3): 235-251.

- RILEY, T. R. & LEAT, P. T. 1999. Large volume silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigations from the Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*. Vol. **136**(1): 1-16.
- QUIROZ, D. & BRUCE, Z. 2010. Geología del Área Puerto Ingeniero Ibáñez- Villa Cerro Castillo, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Escala 1:100.000, serie Geología Básica. Vol. **108**(124): 57 pp. Santiago.
- SAAR, M.O. & MANGA, M. 1999. Permeability-porosity relationship in vesicular basalts. *Geophysical Research Letters*. Vol. **26**(1):111-114.
- SAAVEDRA, C. F. 2009. Evaluación hidrogeológica de la cuenca del río Mañihuales, Región de Aysén, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 136 pp. Concepción.
- SANDERS, L. 1998. A manual of Field Hydrogeology. Prentice-Hall: 381 pp. New Jersey.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica Digital N°4. Santiago.
- SERNAGEOMIN. 2012. Investigación geológica minera ambiental en Aysén. Informe final (Inédito): 62 pp. Puerto Varas.
- DGA-CICG. 2013. Actualización del Balance Hídrico Nacional Considerando Cambio Climático: diagnóstico (Inédito): 489 pp. Santiago.
- SETON, M.; MÜLLER, R. D.; ZAHIROVIC, S.; GAINA, C.; TORSVIK, T.; SHEPHARD, G. & CHANDLER, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*. Vol. **113**(3-4): 212-270.
- SHARP, Z. 2007. Principles of Stable Isotope Geochemistry. Pearson Prentice Hall: 344 pp. New Jersey.
- SMITH, R.B. & EVANS, J.P. 2007. Orographic Precipitation and Water Vapor Fractionation over the Southern Andes. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. **8**(1): 3-19.
- STRUCKMEIER, W. F. & MARGAT, J. 1995. Hydrogeological Maps a Guide and a standard legend. International Association of Hydrogeologists. 193 pp. Hanover.
- SUÁREZ, M. & DE LA CRUZ, R. 1994. Estratigrafía de Jurásico- Cretácico Inferior de la Cordillera Patagónica Oriental (45°-46° S), Chile: Facies, Paleogeografía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Gobierno Regional, XI Región, N° 1: 189 pp. Coyhaique.
- SUÁREZ M. & DE LA CRUZ R. B. M. 2007. Geología del Área Ñireguao-Baño Nuevo, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta

- Geológica de Chile, Escala 1:100.000, serie Geología Básica. Vol. **108**(83): 57 pp. Santiago.
- SUAZO, J. 2007. Evaluación Hidrogeológica e Hidrogeoquímica de la Cuenca del Río Blanco, XI Región de Aysén, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Ciencias de la Tierra (inédito): 119 pp. Concepción.
- THOMSON, S. N. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42 S and 46 S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin*. Vol: **114**(9): 1.159-1.173.
- VÁZQUEZ -SUÑÉ, E. & CASTRO, A. 2002. Plantilla de cálculo de la infiltración EASY-BAL- Curso Internacional de Hidrología Subterránea (versión a distancia, Barcelona, España).
- WERNER, J. 1996. Introducción a la hidrogeología. Universidad Autónoma de Nuevo León. 101 pp. Linares
- WHITE, W. 2003. Geochemistry. Cornell University: 701 pp. New York.
- WRIGHT, H.M.N.; CASHMAN, K. V.; GOTTESFELD, E.H. & ROBERTS, J.J. 2009. Pore structure of volcanic clasts: Measurements of permeability and electrical conductivity. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **280** (1-4): 93-104.



ANEXO I: HIDROLOGÍA Y BALANCE HIDROLÓGICO

Tabla 1. Lista de estaciones pluviométricas utilizadas.

Estación	Fuente	Huso	Norte (m)	Este (m)	Altura (m)	P media anual
Estero Perdido	Endesa. S.A	18 G	4.954.226	682.160	80	3.380
Puerto Chacabuco	DGA	18 G	4.963.142	670.595	20	2.864
Puerto Aysén	DGA	18 G	4.969.973	680.007	10	2.513
Puerto Aysén	DMC	18 G	4.970.392	682.847	10	2.445
Estación Desagüe Lago Caro	Endesa. S.A	18 G	4.925.840	686.367	285	2.386
El Balseo	DGA	18 G	4.969.143	696.604	25	2.230
Villa Mañihuales	DGA	18 G	4.993.839	724.117	150	1.566
Teniente Vidal	DMC	18 G	4.947.005	725.518	310	1.009
Escuela Agrícola	DGA	18 G	4.948.998	731.840	343	913
Coyhaique CONAF	DGA	18 G	4.951.604	729.960	340	890
Villa Ortega	DGA	19 G	4.971.407	266.483	550	889
Rio Simpson bajo Junta Coyhai	DGA	18 G	4.951.578	728.848	210	784
Balmaceda	DMC	19 G	4.912.111	291.057	517	547
Ñireguao	DGA	19 G	4.983.418	287.482	535	540
Baño nuevo	DGA	19 G	4.984.102	301.767	700	519

Tabla 2. Lista de estaciones de temperatura utilizadas.

Estación	Fuente	Huso	Norte (m)	Este (m)	Altura (m)	T media anual (°C)
Coyhaique Alto	DGA	19G	4.960.393	296.457	730	6,0
Puerto Aysén	DGA	18 G	4.969.973	680.007	10	9,6
Puerto Aysén	DMC	18 G	4.970.392	682.847	10	9,0
Villa Mañihuales	DGA	18 G	4.993.839	724.117	150	9,1
Teniente Vidal	DMC	18 G	4.947.005	725.518	310	8,2
Escuela Agrícola	DGA	18 G	4.948.998	731.840	343	8,3
Coyhaique Conaf	DGA	18 G	4.951.604	729.960	340	7,8
Villa Ortega	DGA	19 G	4.971.407	266.483	550	8,4
Balmaceda	DMC	19 G	4.912.111	291.057	517	6,4
Ñirehuao	DGA	19 G	4.983.418	287.482	535	8,7
Baño nuevo	DGA	19 G	4.984.102	301.767	700	6,5
Balmaceda	GHNC	19G	4.913.229	344.905	525	7,2

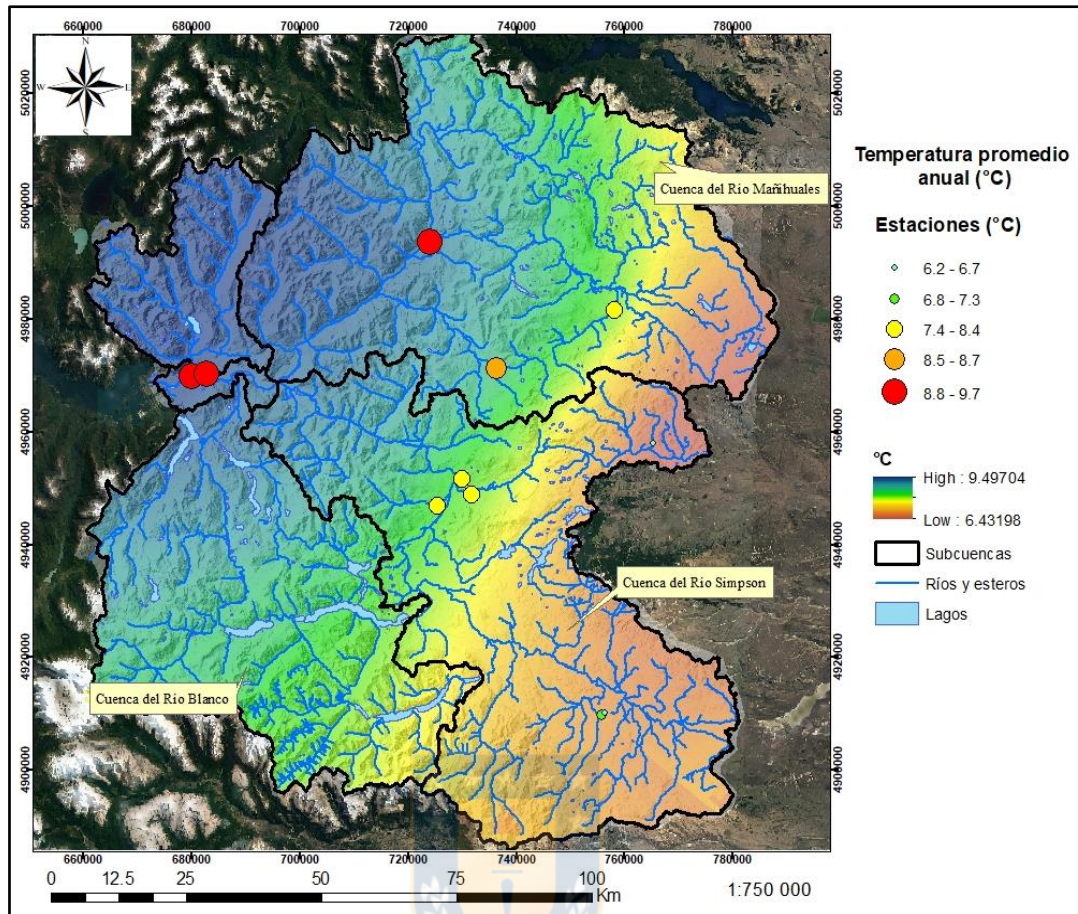


Figura 1. Distribución espacial de la temperatura media anual de la cuenca del río Aysén.

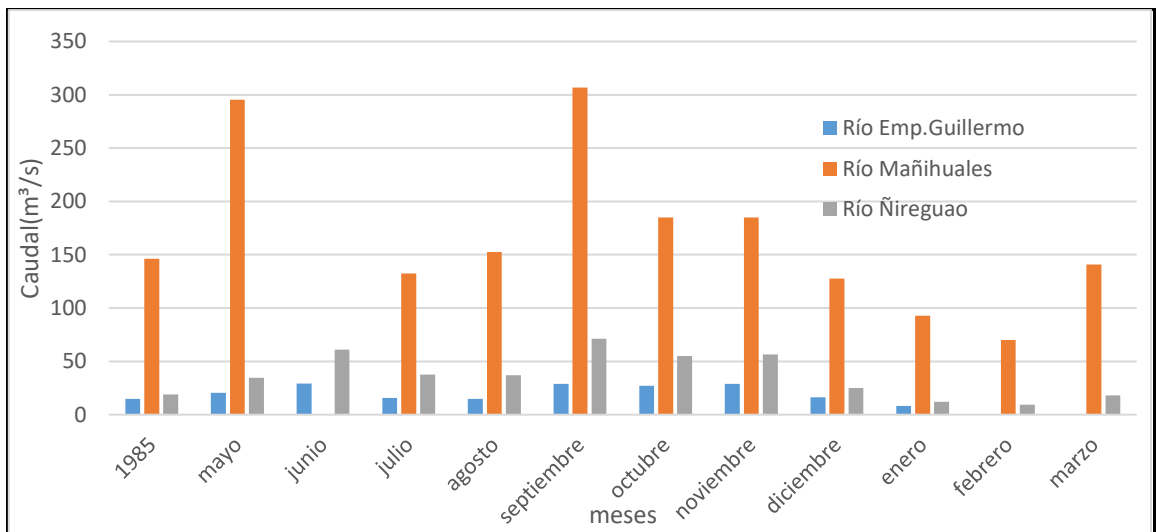


Gráfico 1. Caudales mensuales del año 1985 de fluviómetros de la subcuenca del río Mañihuales.

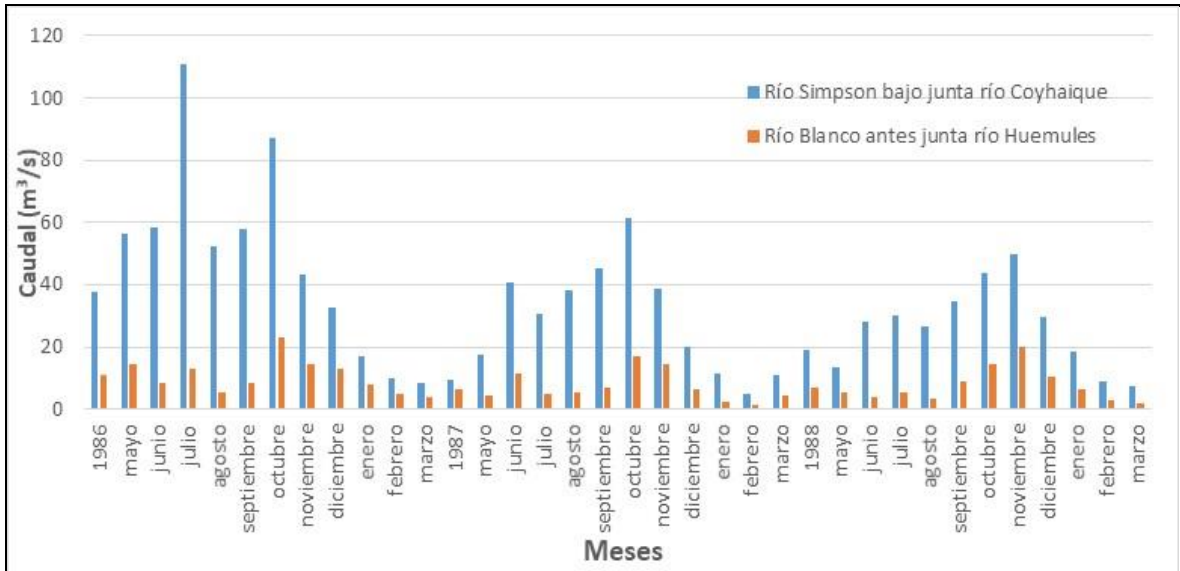


Gráfico 2. Hidrograma mensual de fluviómetros de la subcuencas del río Simpson.

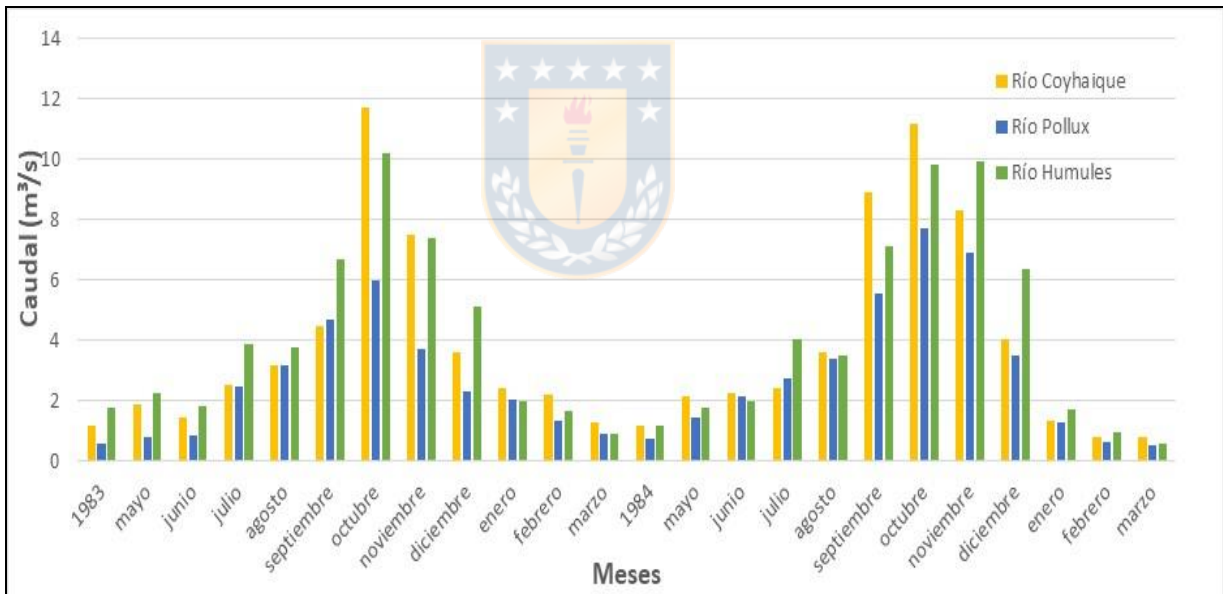


Gráfico 3. Hidrograma mensual de fluviómetros de la subcuencas del río Simpson.

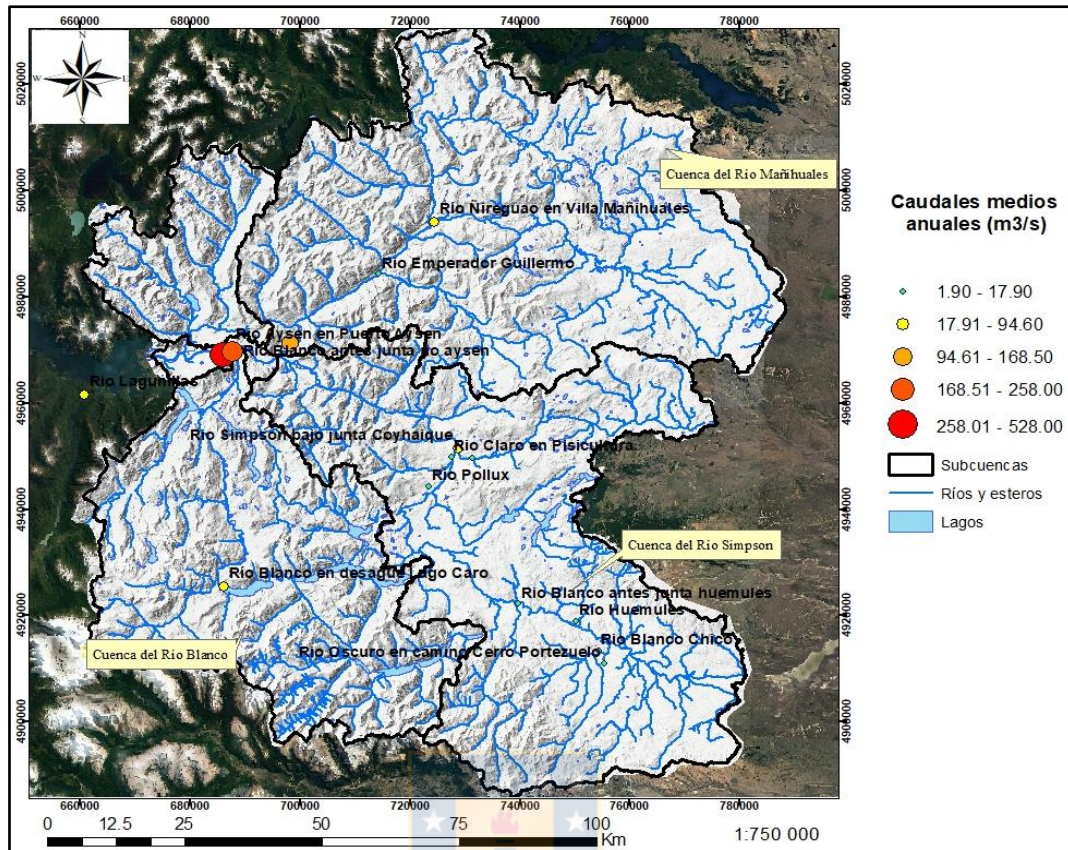


Figura 2. Estaciones fluviométricas de la cuenca del río Aysén .

Tabla 3. Uso de suelo de la cuenca del río Aysén. Fuente CONAF-UACH (2012).

Uso	Área (Km ²)	%
Áreas desprovistas de vegetación	1.813,10	14,27
Áreas urbanas o industriales	18,09	0,14
Bosques	6.002,98	47,23
Cuerpo de agua	207,75	1,63
Humedales	135,68	1,07
Nieve y glaciares	623,94	4,91
Praderas, matorrales y estepa	3.867,56	30,43
Terrenos de uso agrícola	40,69	0,32
Total	12.377,40	100

Tabla 4. Umbrales de escorrentía calculados a partir de tipo, pendiente y uso desuelo (Modificada de Ferrer y otros, 1995).

USO	Codigo	Pendiente	Grupo de suelo				
			A	B	C	D	
Barbecho R	13	>=3		15	7	6	4
Barbecho N	17	>=3		18	11	8	6
Barbecho R/N	19	<3		21	14	11	8
Cultivos en hilera R	23	>=3		23	14	8	6
Cultivos en hilera N	29	>=3		25	16	8	8
Cultivos en hilera R/N	31	<3		29	19	14	11
Cereales de invierno	37	>=3		30	17	10	8
Cereales de invierno N	41	>=3		32	19	12	10
Cereales de invierno N	41	<3		35	22	14	12
Rotación de cultivos pobres R	43	>=3		26	15	9	6
Rotación de cultivos pobres N	47	>=3		29	17	11	8
Rotación de cultivos pobres R/N	53	<3		30	19	14	10
Rotación de cultivos densos R	59	>=3		37	21	12	9
Rotación de cultivos densos N	61	>=3		43	23	14	11
Rotación de cultivos densos R/N	67	<3		47	25	16	14
Pradera pobre	71	>=3		24	14	8	6
Pradera media	83	>=3		53	23	14	9
Pradera buena	89	>=3		70	34	18	14
Pradera muy buena	97	>=3		79	42	23	15
Pradera pobre	71	<3		60	25	12	7
Pradera media	83	<3		79	42	23	15
Pradera buena	89	<3		124	55	23	14
Pradera muy buena	97	<3		248	103	25	16
Plantaciones forestal pobre	101	>=3		62	26	15	10
Plantaciones forestal media	103	>=3		79	34	19	14
Plantaciones forestal buena	107	>=3		103	43	23	15
Plantaciones forestal pobre	101	<3		76	34	19	14
Plantaciones forestal media	103	<3		94	43	23	15
Plantaciones forestal buena	107	<3		152	51	25	16
Masa forestal muy clara	109	<3		40	17	8	5
Masa forestal clara	113	<3		60	24	14	10
Masa forestal media	127	<3		76	34	23	16
Masa forestal espesa	131	<3		90	34	31	23
Masa forestal muy espesa	137	<3		124	65	43	34
Masa forestal muy clara	109	>=3		40	17	8	5
Masa forestal clara	113	>=3		60	24	14	10
Masa forestal media	127	>=3		76	34	23	16
Masa forestal espesa	131	>=3		90	34	31	23
Masa forestal muy espesa	137	>=3		124	65	43	34
Rocas permeables	139	>=3		3	3	3	3
Rocas permeables	139	<3		5	5	5	5
Rocas impermeables	149	>=3		2	2	2	2
Rocas impermeables	149	<3		4	4	4	4
Cuerpo de agua	151			1	1	1	1
Humedal	157			14	14	14	14
Glaciares o nives eternas	163			1	1	1	1
zona urbana	167			1	1	1	1
Matorral	173			75	34	22	16
estepa	179	>=3		24	14	8	6
estepa	179	<3		58	25	12	7

Balance hídrico Modelo Easy-Bal.

Tabla 5. Resumen de parámetros utilizados y calculados para cada serie de suelo en el modelo Easy-Bal.

Serie de suelo	CC	Humedad inicial	Espesor de suelo (m)	PMP	Po(mm)	Reserva util (mm)
Torreones	0,18	0,39	0,23	0,08	69,98	22,87
Coyhaique	0,25	0,46	0,20	0,12	33,28	25,59
Pollux	0,22	0,41	0,23	0,09	41,65	30,29
Villa Ortega	0,21	0,41	0,33	0,09	79,06	39,26
Queulat	0,17	0,38	0,42	0,08	76,65	37,75
Libre de vegetación	0,10	0,15	0,05	0,08	7,60	1,00
Asociación de montaña	0,17	0,38	0,32	0,08	81,61	28,54
Mañihuales	0,19	0,4	0,19	0,08	67,98	20,53
Ñireguao	0,22	0,11	0,20	0,11	61,35	25,35
Simpson	0,23	0,41	0,21	0,09	33,08	29,16
Puerto Viejo	0,19	0,41	0,17	0,09	60,22	17,23
Portezuelo	0,20	0,42	0,20	0,09	64,86	22,03

Tabla 6. Resumen de balance hídrico anual de las series de suelo Coyhaique y Pollux.

Periodo	Serie de suelo Coyhaique				Serie de suelo Pollux			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación.
año	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
1996	37,8	421,8	410,4	860,1	114,8	410,6	212,4	714,3
1997	13,7	337,0	445,3	781,4	45,9	354,6	282,3	650,9
1998	0,0	363,9	356,9	706,3	29,8	354,2	236,7	594,1
1999	11,2	381,9	262,9	633,7	49,2	364,6	142,3	525,9
2000	27,9	371,5	402,9	788,1	54,5	414,9	208,2	648,8
2001	28,0	342,7	331,7	676,8	66,9	330,0	195,2	561,8
2002	16,6	357,5	329,6	703,7	63,7	373,3	181,4	591,1
2003	13,2	336,1	371,0	720,3	61,5	340,5	223,5	597,4
2004	16,4	345,7	379,6	734,6	41,1	357,3	234,5	609,2
2005	29,6	330,2	365,6	704,9	52,1	355,3	200,4	583,6
2006	11,8	327,8	330,7	653,8	47,2	333,7	197,0	550,1
2007	31,7	333,4	184,8	535,9	48,5	323,4	103,3	444,9
2008	30,6	336,3	372,7	716,4	71,2	337,2	211,9	592,0
2009	5,7	393,7	429,1	828,4	46,4	437,5	210,8	687,9
2010	37,4	351,4	390,9	779,6	71,7	357,0	237,3	639,7
2011	28,0	350,7	349,0	703,2	76,2	346,1	196,7	588,7
2012	20,1	378,9	439,4	838,5	66,0	397,7	244,8	697,2
2013	8,9	355,8	462,1	801,2	51,6	355,8	288,6	665,7
2014	0,3	361,6	377,2	739,1	50,7	361,1	234,3	619,5
2015	4,2	313,5	236,1	528,1	36,9	290,7	115,1	412,4
2016	0,0	321,3	182,4	491,3	0,0	319,5	91,0	386,3
2017	0,0	337,3	195,3	520,0	0,0	342,2	91,0	409,0
Promedio	17,0	352,3	345,7	712,7	52,1	357,1	197,2	590,4
%	2,4	49,3	48,4	100,0	8,6	58,9	32,5	100,0

Tabla 7. Resumen de balance hídrico anual de las series de suelo Torreones y Villa Ortega.

Periodo	Serie de suelo Torreones				Serie de suelo Villa Ortega			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
año	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
1996	320,7	567,1	1739,0	2626,8	275,3	533,4	407,6	1201,8
1997	254,3	578,3	1556,0	2365,8	149,9	516,6	470,2	1084,7
1998	175,2	624,2	1333,4	2130,2	84,6	552,3	391,5	981,2
1999	247,9	591,9	1084,6	1924,3	123,7	555,9	240,1	882,5
2000	294,1	545,6	1671,8	2511,6	201,7	520,1	397,4	1119,1
2001	275,6	559,5	1185,6	2020,7	169,2	520,5	302,7	939,1
2002	268,2	562,5	1411,5	2241,0	215,1	500,2	324,3	1000,3
2003	251,6	552,2	1448,1	2229,1	192,6	457,7	396,9	1008,0
2004	218,4	564,5	1519,7	2279,7	126,8	516,9	434,1	1027,3
2005	262,0	560,4	1296,8	2119,2	140,5	510,4	380,9	976,5
2006	237,9	567,4	1249,3	2027,5	156,9	465,8	335,2	914,2
2007	254,9	563,2	856,9	1671,9	153,9	464,8	170,5	749,8
2008	265,1	565,6	1342,0	2169,7	161,0	498,2	383,0	996,4
2009	274,5	565,3	1746,2	2585,9	195,9	533,9	438,9	1167,3
2010	281,8	557,9	1514,6	2354,4	187,0	530,6	424,8	1078,9
2011	274,1	560,1	1289,4	2121,1	194,0	518,2	308,5	978,7
2012	262,0	578,4	1754,0	2594,5	207,4	534,3	465,4	1174,8
2013	244,1	595,0	1518,2	2357,2	121,5	546,2	493,6	1101,7
2014	239,5	594,4	1436,1	2254,4	172,6	503,6	396,3	1033,2
2015	210,9	578,0	1650,4	2416,3	100,5	488,8	388,1	938,1
2016	186,6	603,7	1392,3	2174,7	54,7	521,2	299,8	854,3
2017	191,7	595,5	1518,9	2298,3	54,7	556,7	313,4	903,3
Promedio	249,6	574,1	1432,5	2253,3	156,3	515,7	371,1	1012,3
%	11,1	25,4	63,5	100,0	15,0	49,4	35,6	100,0

Tabla 8. Resumen de balance hídrico anual de las series de suelo Queulat y Mañihuales.

Periodo	Serie de suelo Queulat				Serie de suelo Mañihuales			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
año	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
1996	442,2	560,9	977,8	1970,2	148,2	567,7	957,1	1798,4
1997	263,7	567,6	983,4	1776,8	94,3	552,7	915,4	1619,4
1998	223,3	600,3	790,7	1604,6	102,4	595,5	729,8	1468,3
1999	343,3	576,5	516,6	1436,4	149,3	584,3	494,9	1310,6
2000	385,7	534,1	907,3	1827,1	193,8	539,8	849,4	1665,1
2001	322,9	546,5	666,1	1524,1	119,6	553,1	633,1	1385,8
2002	348,3	548,8	778,1	1643,2	111,7	531,4	746,1	1512,4
2003	272,8	531,2	882,1	1645,9	88,2	504,4	811,7	1506,9
2004	268,7	555,1	884,4	1670,5	109,0	540,3	820,8	1528,0
2005	269,4	547,2	785,8	1580,0	121,9	548,0	717,9	1441,4
2006	304,4	528,3	701,6	1496,4	127,7	503,8	680,4	1373,4
2007	285,1	549,5	409,8	1226,8	104,5	539,7	368,1	1118,1
2008	305,5	551,8	786,2	1622,6	108,4	541,7	745,5	1482,4
2009	368,2	551,6	991,9	1911,7	114,0	558,0	926,8	1742,5
2010	356,6	546,0	865,6	1752,3	148,9	549,2	820,7	1600,9
2011	336,9	546,6	733,3	1592,5	132,0	541,1	677,9	1453,7
2012	356,0	563,7	997,1	1916,9	117,0	571,2	946,5	1753,7
2013	280,9	579,6	929,1	1788,4	120,1	586,6	870,6	1624,9
2014	302,6	578,4	842,0	1689,0	94,7	570,7	790,7	1528,9
2015	217,8	567,4	844,9	1592,3	82,8	556,2	776,1	1451,4
2016	211,7	574,6	686,8	1445,6	75,5	570,8	632,7	1317,9
2017	223,7	579,6	743,0	1528,4	78,3	587,3	685,8	1393,4
Promedio	304,1	558,4	804,7	1657,1	115,6	554,3	754,4	1512,3
%	18,2	33,5	48,3	100,0	8,1	38,9	53,0	100,0

Tabla 9. Resumen de balance hídrico anual de asociación de montaña y terrenos libres de vegetación.

Periodo	Asociación de Suelo de Montaña				Terrenos libres de vegetación			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
año	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
1996	480,2	550,7	788,0	1803,3	0,0	92,2	1730,4	1822,6
1997	296,6	544,0	814,4	1625,1	0,0	91,2	1548,8	1640,0
1998	267,8	590,1	619,7	1462,9	0,0	91,2	1383,8	1475,0
1999	387,0	565,6	364,9	1317,5	0,0	91,2	1238,3	1329,5
2000	448,3	525,9	726,6	1700,7	2,9	88,3	1622,8	1714,0
2001	364,2	537,2	505,0	1391,5	1,2	90,0	1312,5	1403,7
2002	407,9	527,0	620,3	1526,7	0,0	91,2	1453,5	1544,7
2003	328,9	502,0	714,0	1516,4	0,0	91,2	1442,2	1533,4
2004	316,4	532,2	733,6	1551,7	0,0	91,2	1475,6	1566,8
2005	318,1	538,0	626,4	1453,7	0,0	91,2	1376,2	1467,4
2006	354,9	498,8	557,8	1382,9	0,0	91,2	1306,1	1397,3
2007	315,1	539,7	310,4	1137,0	0,0	91,2	1057,9	1149,1
2008	347,7	541,5	624,0	1487,5	0,0	91,2	1410,3	1501,5
2009	438,0	541,4	784,9	1764,2	0,0	91,2	1691,3	1782,5
2010	400,5	537,4	687,9	1605,1	0,0	91,2	1526,9	1618,1
2011	391,9	536,6	556,7	1460,2	0,0	91,2	1382,8	1474,0
2012	420,3	553,3	794,2	1767,6	0,0	91,2	1694,7	1785,9
2013	330,8	567,9	734,7	1626,2	0,0	91,2	1551,5	1642,7
2014	346,1	562,1	677,0	1549,3	0,0	91,2	1476,9	1568,1
2015	264,9	545,2	779,1	1560,5	0,0	91,2	1469,2	1560,4
2016	275,6	558,4	599,5	1410,3	0,0	91,2	1320,1	1411,3
2017	292,5	568,0	646,8	1490,7	0,0	91,2	1400,6	1491,8
Promedio	354,3	543,8	648,4	1532,2	0,2	91,1	1448,7	1546,0
%	22,9	35,2	41,9	100,0	0,0	5,9	94,1	100,0

Tabla 10. Resumen de balance hídrico anual de serie de suelo Ñireguao y Simpson.

Periodo	Serie de suelo Ñireguao				Serie de suelo Simpson			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
año	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
1996	61,3	470,9	119,2	598,5	51,1	411,8	582,6	1045,5
1997	88,8	371,0	121,8	541,2	10,5	356,8	593,0	952,6
1998	61,9	339,0	114,1	489,7	0,0	377,7	493,5	862,9
1999	87,9	340,4	40,8	443,7	8,2	388,8	382,6	767,4
2000	63,8	453,9	56,1	548,5	24,3	372,6	567,3	963,1
2001	136,1	319,1	53,2	479,9	25,0	359,8	452,2	815,3
2002	120,9	375,9	18,9	488,4	14,2	366,4	490,7	871,3
2003	121,9	324,6	74,2	495,4	10,1	348,3	518,6	876,9
2004	66,7	374,0	111,2	507,9	14,6	353,1	531,0	898,0
2005	82,3	359,8	73,3	490,1	28,6	348,5	486,8	851,2
2006	78,3	343,1	48,4	444,5	8,7	345,8	459,9	807,3
2007	52,2	316,3	31,4	368,5	28,9	355,4	289,6	656,5
2008	132,2	342,9	44,4	494,2	27,9	355,4	491,7	865,8
2009	71,4	462,5	71,5	576,0	2,5	394,5	615,2	1012,1
2010	141,5	327,2	90,7	534,0	33,7	361,8	541,0	936,5
2011	128,6	343,5	52,2	499,0	24,8	360,6	481,8	854,9
2012	129,9	397,7	74,8	576,9	17,0	380,0	625,7	1022,7
2013	123,1	339,8	128,6	566,1	5,8	377,1	600,8	961,9
2014	94,9	366,8	91,6	527,9	0,0	375,5	525,7	901,2
2015	77,9	315,3	48,7	416,6	1,2	337,8	374,4	684,3
2016	13,6	364,9	39,6	383,0	0,0	350,7	296,6	633,0
2017	13,6	387,1	39,6	405,2	0,0	361,6	322,7	669,9
Promedio	88,6	365,3	70,2	499,2	15,3	365,5	487,4	870,2
%	16,9	69,7	13,4	100,0	1,8	42,1	56,1	100,0

Tabla 11. Resumen de balance hídrico anual de serie de suelo Puesto Viejo y Portezuelo.

Periodo	Serie de suelo Puesto Viejo				Serie de suelo Portezuelo			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
año	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
1996	112,4	330,1	51,3	476,4	137,1	323,8	42,5	480,5
1997	101,6	295,4	59,6	429,5	107,8	298,2	67,1	437,8
1998	70,2	260,1	78,4	391,5	73,2	260,6	94,0	405,8
1999	91,7	262,6	17,2	354,2	91,2	263,0	22,0	354,2
2000	55,8	373,6	20,2	432,5	52,0	371,4	22,0	423,4
2001	123,7	261,2	19,4	384,7	128,9	251,0	23,4	381,3
2002	76,0	311,0	17,2	385,5	85,2	310,5	22,0	395,7
2003	110,0	266,0	35,3	394,1	126,8	266,1	29,5	400,4
2004	65,0	314,9	57,4	401,8	74,7	314,7	55,8	404,4
2005	85,9	284,2	39,0	391,9	90,5	282,2	43,2	393,9
2006	71,1	273,7	25,3	352,9	80,1	279,5	34,2	371,8
2007	44,6	246,6	17,2	291,2	44,5	251,3	23,9	295,8
2008	121,4	273,5	17,2	394,9	130,2	267,7	22,0	397,9
2009	74,2	366,8	33,1	456,9	83,4	364,6	34,7	459,0
2010	136,3	255,6	52,4	427,0	148,8	252,8	47,7	427,3
2011	113,8	273,5	28,4	398,5	117,1	267,7	37,6	400,4
2012	127,5	312,8	36,7	459,7	136,7	315,5	38,3	468,5
2013	127,9	271,5	73,3	455,5	140,1	265,4	72,5	456,0
2014	92,5	292,1	53,5	420,8	97,6	286,6	59,8	421,9
2015	62,7	238,5	18,5	302,4	0,0	199,5	20,5	199,5
2016	12,2	268,2	17,2	280,4	0,0	194,6	2,7	194,6
2017	12,2	284,6	17,2	296,8	0,0	206,5	2,7	206,5
Promedio	85,8	287,1	35,7	395,3	88,5	277,0	37,2	389,4
%	21,0	70,3	8,7	100,0	22,0	68,8	9,2	100,0

Tabla 12. Resumen de balance hídrico medio mensual en mm de serie de suelo Torreones y Queulat.

	Serie de suelo Torreones				Serie de suelo Queulat			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
abril	13,2	53,1	124,6	190,8	17,1	52,2	74,4	143,2
mayo	22,2	44,8	150,3	216,9	26,1	43,0	102,8	171,1
junio	36,6	32,5	195,6	264,7	46,0	27,8	121,5	195,3
julio	40,8	29,0	164,3	234,1	51,0	25,1	106,0	182,2
agosto	35,3	34,7	171,4	241,4	45,7	30,6	117,8	194,1
septiembre	30,1	39,7	75,0	144,8	29,9	39,8	28,8	98,6
octubre	21,9	47,6	121,3	190,8	26,2	46,4	59,6	131,8
noviembre	21,3	48,7	106,6	176,6	26,7	48,5	49,0	124,2
diciembre	13,3	56,6	90,6	160,4	15,7	56,7	35,4	105,4
enero	6,7	61,9	100,2	166,7	9,4	63,4	45,2	113,6
febrero	5,9	60,1	48,1	110,0	7,5	60,4	20,4	81,1
marzo	5,4	64,2	86,4	155,7	7,1	63,3	49,4	116,4
suma	252,6	573,0	1.434,5	2.252,8	308,5	557,3	810,3	1.657,0
%	11,2	25,4	63,5	100,0	18,4	33,3	48,3	100,0

Tabla 13. Resumen de balance hídrico medio mensual en mm de serie de suelo Coyhaique y Pollux.

	Serie de suelo Coyhaique				Serie de suelo Pollux			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
abril	1,2	32,8	30,7	64,7	1,8	36,6	16,6	55,0
mayo	0,0	31,6	49,6	81,2	0,1	31,9	38,1	70,0
junio	0,1	19,3	77,5	96,9	5,4	15,0	52,9	73,2
julio	8,2	16,4	55,6	80,2	26,1	11,0	33,2	70,2
agosto	7,4	24,7	51,7	83,9	17,3	21,3	28,8	67,4
septiembre	0,2	34,7	8,3	37,4	3,4	34,2	2,6	33,9
octubre	0,2	40,3	15,4	51,2	0,3	41,6	8,8	44,3
noviembre	0,5	36,6	13,0	48,2	0,3	41,6	4,8	40,1
diciembre	0,0	30,6	10,6	40,9	0,0	35,5	3,4	33,5
enero	0,0	30,4	16,1	46,5	0,0	32,9	3,9	35,6
febrero	0,0	26,2	5,7	31,6	0,0	24,6	0,8	25,3
marzo	0,0	29,9	19,2	49,1	0,0	32,6	8,4	40,9
suma	17,8	353,5	353,5	711,9	54,6	358,7	202,3	589,5
%	2,5	48,8	48,8	100,0	8,9	58,3	32,9	100,0

Tabla 14. Resumen de balance hídrico medio mensual en mm de serie de suelo Villa Ortega y Mañihuales.

	Serie de suelo Villa Ortega				Serie de suelo Mañihuales			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
abril	3,8	48,7	35,3	87,3	6,3	51,4	70,2	128,9
mayo	4,9	40,3	64,5	108,0	8,2	42,9	92,9	153,6
junio	30,0	25,6	70,0	125,5	19,8	27,5	111,6	177,4
julio	39,7	21,3	49,9	110,9	21,4	26,5	102,2	169,7
agosto	32,9	28,7	54,2	115,8	14,9	32,3	103,3	171,0
septiembre	17,6	36,8	6,5	59,1	7,7	40,3	30,4	93,0
octubre	12,6	45,5	22,0	76,8	9,6	47,9	54,7	119,0
noviembre	11,0	47,2	18,8	75,8	12,1	49,3	57,5	123,9
diciembre	5,5	56,0	11,9	63,2	9,2	56,8	35,0	98,0
enero	1,9	60,1	17,0	69,3	3,3	61,4	42,0	103,5
febrero	1,1	50,4	4,1	48,1	2,8	56,2	16,9	70,7
marzo	0,3	54,9	20,2	72,2	2,2	61,0	43,4	103,8
suma	161,2	515,4	374,4	1.012,2	117,5	553,4	760,2	1.512,4
%	15,3	49,0	35,6	100,0	8,2	38,7	53,1	100,0

Tabla 15. Resumen de balance hídrico medio mensual en mm de terrenos libres de vegetación y asociación de montaña.

	Terrenos libres de vegetación				Asociación de Montaña			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
abril	0,0	7,6	127,8	135,5	20,7	51,1	62,3	133,5
mayo	0,0	7,6	148,6	156,2	31,8	41,0	82,0	153,9
junio	0,0	7,6	169,1	176,7	54,3	24,9	97,6	176,7
julio	0,2	7,3	156,6	164,1	58,2	22,4	83,0	163,7
agosto	0,0	7,7	162,5	170,2	50,5	29,2	88,5	168,2
septiembre	0,0	7,6	92,7	100,3	34,4	38,5	24,7	97,7
octubre	0,0	7,6	120,3	127,9	29,4	46,6	50,0	125,5
noviembre	0,0	7,6	112,4	120,0	30,2	48,4	40,6	119,2
diciembre	0,0	7,6	96,1	103,7	18,3	56,8	30,5	103,0
enero	0,0	7,6	100,6	108,2	11,7	62,5	38,2	108,8
febrero	0,0	7,6	67,4	75,0	9,6	58,7	13,0	74,5
marzo	0,0	7,6	100,9	108,5	8,9	62,4	40,5	108,0
suma	0,2	91,1	1.455,0	1.546,3	358,0	542,5	650,8	1.532,6
%	0,0	5,9	94,1	100,0	23,1	35,0	42,0	100,0

Tabla 16. Resumen de balance hídrico medio mensual en mm de serie de suelo Ñireguao y Simpson.

	Serie de suelo Ñireguao				Serie de suelo Simpson			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
abril	0,0	39,0	5,2	44,0	1,0	33,1	46,9	81,0
mayo	2,1	36,1	22,7	59,3	0,0	31,0	65,8	96,8
junio	23,5	20,3	18,3	60,8	0,4	18,4	88,8	107,6
julio	32,0	15,6	9,1	56,7	6,9	15,3	77,7	100,0
agosto	25,0	23,9	12,0	60,8	7,5	24,0	66,2	97,7
septiembre	4,7	34,1	0,4	31,8	0,2	35,6	17,3	50,1
octubre	2,8	37,5	0,7	33,2	0,0	44,8	27,5	68,3
noviembre	2,0	34,6	0,4	31,9	0,0	41,2	21,3	61,2
diciembre	0,0	29,6	0,0	25,0	0,0	33,0	20,4	53,3
enero	0,0	32,2	0,6	32,0	0,0	30,5	25,4	55,9
febrero	0,0	25,0	0,0	24,3	0,0	27,6	10,7	38,3
marzo	0,0	37,3	2,3	39,6	0,0	31,4	28,5	59,9
suma	92,2	365,1	71,7	499,4	16,1	366,0	496,5	870,2
%	17,4	69,0	13,5	100,0	1,8	42,1	57,1	100

Tabla 17. Resumen de balance hídrico medio mensual en mm de serie de suelo Puesto Viejo y Portezuelo.

	Serie de suelo Puesto Viejo				Serie de suelo Portezuelo			
	Infiltración	ETR	E. directa	Precipitación	Infiltración.	ETR.	E. directa.	Precipitación.
abril	2,20	32,73	1,41	34,35	2,87	33,68	2,78	37,24
mayo	3,75	32,62	14,29	49,38	5,23	31,05	17,54	52,31
junio	26,60	12,92	10,39	49,91	25,90	12,35	8,53	46,78
julio	32,13	8,52	4,85	45,50	35,94	7,32	6,49	49,74
agosto	24,59	18,98	5,38	48,89	22,72	19,27	3,26	45,14
septiembre	1,19	31,99	0,05	24,35	0,77	31,56	0,10	22,90
octubre	0,71	29,72	0,00	24,66	1,34	33,52	0,08	28,46
noviembre	0,00	26,42	0,01	24,71	0,00	28,33	0,04	25,04
diciembre	0,00	19,80	0,00	18,93	0,00	21,56	0,00	19,76
enero	0,00	24,32	0,00	24,32	0,00	19,75	0,00	19,75
febrero	0,00	18,91	0,00	18,91	0,00	15,49	0,00	15,49
marzo	0,00	30,88	0,22	31,10	0,00	26,76	0,00	26,76
suma	91,16	287,82	36,58	394,99	94,77	280,65	38,83	389,38
%	23,08	72,87	9,26	100	22,88	67,75	9,37	100,00

ANEXO II: HIDROQUÍMICA E ISOTOPIA.

Tabla 1. Parámetros fisicoquímicos de las muestras de la cuenca del río Aysén.

Análisis	huso	X	Y	Localidad	pH	T (°C)	CE (µS/cm)	STD (ppm)	Eh(µv)
B-1	18	714157	4921935	Estero	7,22	7,6	31	19	-34
B-10	18	696219	4943177	Vertiente	5,95	10,2	44	26	42,1
B-11	18	687982	4964864	Humedal	6,96	14	24,4	16,5	27,5
B-12	18	686641	4962704	Estero	6,6	8,5	28,2	18,5	22,6
B-13	18	681946	4956518	Rio Blanco	6,47	10	25,8	17	26,4
B-14	18	680385	4956424	Vertiente	6,38	10	31,3	17	33
B-15	18	678816	4955269	Lago Riesco	6,34	15,3	27,5	16,5	39,9
B-16	18	708359	4913796	Vertiente	7,4	7,5	8	19	x
B-17	18	708145	4912592	Rio Mogoto	7,33	6,9	10	12	x
B-18	18	709124	4911900	Rio Balboa	7,35	6,5	15	14,5	x
B-19	18	719916	4927355	Lago Elizalde	7,39	14,7	33	21	x
B-2	18	714042	4922017	Estero	6,32	9,5	58	34,5	25,4
B-20	18	721693	4928295	Vertiente	6,76	9,2	75	67	x
B-21	18	696211	4944480	Vertiente	6,72	9,1	56,3	32,5	14,2
B-22	18	691533	4954929	Vertiente	6,31	10,5	36,4	22	31,6
B-23	18	692182	4944600	Pozo	5,9	20,5	36,3	21,5	62,5
B-24	18	691572	4945848	Lago Zenteno	5,97	18,7	27,1	16,5	57,7
B-25	18	727696	4915683	Lago La Paloma	7	14,5	45,7	26,5	1,8
B-26	18	685243	4960520	Humedal	6,29	15	29,5	17,5	59,3
B-27	18	724648	4929373	Pozo	6,49	9,6	102,6	61	30,7
B-28	18	720090	4927246	Vertiente	7,57	9,8	171,8	105	-32
B-29	18	693926	4925529	Lago Caro	6,25	13,6	36,9	22	42,9
B-3	18	693742	4925403	Estero	6,37	7,6	0,26	16	13,1
B-4	18	699775	4923243	Estero	7,3	8,1	7	12	x
B-5	18	713241	4937338	Lago Atravezado	6,25	13	21	19	23,8
B-6	18	708641	4939486	Estero	6,12	7,8	14	10	23,9
B-7	18	708078	4939430	Pozo	5,27	10	31	13	95,4
B-8	18	696874	4942631	Humedal	5,83	21,4	46	28	49,8
B-9	18	696313	4942807	Rio Colorado	6,08	10,9	22	13,5	33,8
M-1	18	719650	5030100	Arroyo Colorado	7,36	9,2	1	3	x
M-10	19	279631	5007525	Vertiente	8,17	14	45	35	x
M-11	19	272734	5007546	Estero San José	8,11	11,6	36	26	x
M-12	19	269241	5012182	Laguna Bilbao	7,84	16	17	13	x
M-13	19	269100	5009004	Estero Porvenir	7,96	12	49	39	x
M-14	19	269280	5009225	Relave	7,31	16	132	105	x

M-15	18	730713	5013049	Vertiente	7,98	10,8	19	15	x
M-16	18	725204	5012663	Vertiente	7,06	12,6	21	15	x
M-18	18	724634	4995280	Laguna Guzmán	7,09	0	2	14	x
M-19	18	711016	4982334	Vertiente	7,9	13	20	27	x
M-2	18	719780	5029641	Vertiente	7,31	11	11	8	x
M-20	18	699057	4975127	Estero en Puente Viviana	7,8	9,7	15	8	x
M-21	19	313089	4988374	Pozo en Retén Puesto Viejo	7,89	11	144	118	x
M-22	19	289028	5002473	Lago Misterioso	8,71	15,5	57	44	x
M-23	19	290114	5002875	Estero Central	8,39	14	44	32	x
M-24	19	293550	5001285	Lago Peña	9,3	16	59	48	x
M-25	19	293550	5001285	Lago Laguno	8,99	10	56	41	x
M-26	19	294884	4996583	Estero	8,58	11	136	113	x
M-27	19	295377	4995819	Pozo	8,48	10,5	174	138	x
M-28	19	281656	4990837	Pozo	8,36	10,1	174	140	x
M-29	19	274206	4996754	Puntera El Gato	8,28	15	66	61	x
M-3	18	722260	5023531	Vertiente	6,8	9,7	5	5	x
M-30	19	277742	5002521	Vertiente	8,21	15	88	75	x
M-31	19	277561	5002655	Laguna Brava	8,34	18,6	42	30	x
M-32	19	276639	5003072	Río Laguna Brava	8,51	19	43	30	x
M-33	19	304998	4984747	Embalse natural	9,31	15	160	129	x
M-34	19	287666	4983645	Estero Richard	8,34	17	65	55	x
M-35	19	287666	4983645	Afloramiento	7,07	16	74	58	x
M-36	19	278399	4976132	Pozo	7,34	16,3	122	115	x
M-38	19	265720	4971519	Puntera Villa Ortega	8,12	13	35	27	x
M-39	18	734256	4963878	Pozo	8,63	18	131	102	x
M-4	18	723741	5018884	Vertiente	7,34	14	7	7	x
M-40	18	698036	4971787	Vertiente El Balseo	8,07	16,5	32	21	x
M-41	18	718481	4988666	Vertiente	7,86	13,7	14	9	x
M-42	18	732508	4961686	Laguna Alvarado	8,62	25	92	117	x
M-43	18	732472	4960567	Pozo	7,02	10	114	87	x
M-44	18	732886	4960890	Pozo Sr.Muñoz	6,92	11,5	94	77	x
M-45	19	269787	4989603	Laguna La Isla	8	10	25	17	x
M-46	19	270983	4989521	Laguna Verde	7,84	15,5	53	41	x
M-47	19	300654	4977471	Estero	8,79	16,8	222	111	x
M-5	18	723549	5018170	Río Picaflor	7,24	10	6	6	x
M-6	18	724940	5013627	Estero Chico	7,6	12	133	110	x

M-7	18	725352	5011515	Vertiente	7,96	11	35	24	x
M-8	18	726930	5009587	Lago Pedro Aguirre Cerda	6,8	15	22	13	x
M-9	19	279320	5007401	Lago Norte	8,18	17,7	29	20	x
S - 9	19	274998	4935317	Lago Pollux	6,97	13,6	68	45	14,8
S -1	19	273868	4952490	Estero Cascada	7,7	10,6	103	78	-22,9
S -2	19	277945	4951861	Laguna Las Perdices	7,06	17	94	71	11,6
S- 22	19	299572	4957074	Humedal Flamenco	9,34	20	371	77	-147,2
S -3	19	281578	4949859	Estero Bandurrias	6,93	12	78	48	11,9
S -4	19	284514	4948848	Humedal	6,28	7,9	65	50	62,1
S- 5	19	282703	4947929	Lago Castor	7,17	14	70	75	8,9
S- 6	18	729397	4937383	Vertiente	6,88	12	105	74	40,7
S- 7	18	730454	4937776	Estero	7,18	15,5	103	92	9,7
S- 8	19	270959	4934310	Humedal	6,62	17,8	133	45	61,4
S-10	19	279414	4936016	Vertiente	7,13	17	69	28	18,4
S-12	18	689618	4970977	Río Aysén	6,82	13,6	49	36	30,4
S-13	18	697199	4968625	Río Simpson	6,83	14,5	59	87	35,9
S-14	18	696909	4968742	Vertiente	6,54	13,5	124	28	50,5
S-15	18	699599	4966540	Pozo (P: 3.0 m)	6,12	14,5	48	62	81
S-16	19	280547	4936628	Lago Churrasco	6,5	18	92	123	48,5
S-17	19	279991	4941038	Pozo (P: 4.0 m)	6,31	11	186	77	62,5
S-18	19	276882	4945155	Vertiente	7,26	16	111	45	1,4
S-19	19	271625	4938752	Lago Frío	7,23	18	75	105	-71,9
S-20	19	300547	4956402	Pozo (P:1.5 m)	7,23	11	164	110	-27,2
S-21	19	300834	4957120	Laguna Los Cóndores	9,64	17,5	693	28,6	-164,7
S-23	19	298053	4958328	Río Coyhaique	8,58	17,2	104	102	x
S-24	19	286178	4956930	Humedal	10,3	21,3	148	69	-202,2
S-25	19	280194	4955182	Laguna Escondida	8	18	91	64	-76,5
S-26	18	727959	4956447	Estero Chinchao	7,6	19	85	60	7,6
S-27	18	730652	4958620	Río Baguales	7,78	15	82	109	-66,7
S-28	18	732513	4959444	Estero	7,33	15,5	147	31	-32
S-29	19	272212	4957629	Laguna Baguales	7,6	15	49	114	-53,6
S-30	18	726824	3939234	Vertiente	7,53	13,5	150	82	-50
S-31	18	720454	4937509	Vertiente	6,5	13,5	113	77	10,9
S-32	18	720691	4932663	Pozo (P:3.0 m)	6,23	11,8	107	75	25,9
S-33	18	721117	4932625	Pozo (P:4.2 m)	6,41	11,4	101	93	15,6
S-34	18	724025	4933948	Pozo (P:4.0 m)	6,61	12	127	112	5

S-35	18	730009	4925400	Vertiente	7,05	21,1	152	47	-17,6
S-36	19	267366	4922506	Pozo (P:1.0 m)	6,4	11,5	72	54	18,5
S-37	19	27364	4923288	Río Simpson	7,81	18,4	74	109	-66,9
S-38	19	272977	4923137	Estero	7,46	17,9	149	168	-44,3
S-39	19	288773	4912880	Humedal	9,33	24	211	82	-152,2
S-40	18	726928	4949188	Pozo (P 3.5 m)	6,48	12	106	17	13,6
S-41	18	722281	4947910	Estero Las Nieves	7,52	14	132	98	-55,9
S-42	18	719333	4947607	Pozo (P:6.0 m)	7,17	11,3	31	19	-16,5
S-43	18	715948	4938816	Laguna Sea	7,44	19	32	75	-44
S-44	18	727198	4933560	Pozo (P:2.6 m)	6,56	10,8	104	33	9,2
S-45	18	731910	4953854	Laguna Mallines	7,19	8,8	52	0	-31,9
S-46	18	731125	4954338	Laguna Venus	8,79	19,9	80	14	-124
S-47	18	727014	4942542	Laguna Foitzick	8,5	24	168	128	-109
S-48	18	733052	4947713	Pozo (P:3.0 m)	6,52	15	149	111	7,8

Tabla 2. Concentraciones de iones mayores en mg/L de las muestras de la cuenca del río Aysén.

Analisis	huso	X	Y	Localidad	Cl	SO4	HCO3	Ca	Mg	Na	K	Si
S-15	18	699599	4966540	Pozo (P: 3.0 m)	2,7	0,1	56,36	8,41	2,93	6,77	2,57	4,16
S-16	19	280547	4936628	Lago Churrasco	5	3,3	110,04	22,18	6,58	8,76	2,11	17,83
S-17	19	279991	4941038	Pozo (P: 4.0 m)	0,4	0,09	72,1	16,43	2,47	5,91	0,95	13,87
S-18	19	276882	4945155	Vertiente	1	2,3	40,82	7,53	2,17	5,53	0,98	7,11
S-19	19	271625	4938752	Lago Frío	2,3	2,5	106,15	16,79	4,7	14,1	1,08	12,44
S-20	19	300547	4956402	Pozo (P:1.5 m)	25	7,7	559,94	15,32	46,43	111	40,46	1,18
S-21	19	300834	4957120	Laguna Los Cóndores	28,6	5	382,2	36,28	16,68	87,1	8,58	5,83
S-23	19	298053	4958328	Río Coyhaique	0,8	0,1	96,62	17,56	5,16	10,2	1,1	0,43
S-24	19	286178	4956930	Humedal	1,7	6,1	53,46	10,44	3,73	6,63	1,21	0,85
S-25	19	280194	4955182	Laguna Escondida	1	1,9	58,8	10,63	2,41	7,27	1,12	12,3
S-26	18	727959	4956447	Estero Chinchao	1,2	3,1	56,36	11,76	1,59	6,63	0,57	10,89
S-27	18	730652	4958620	Río Baguales	2,9	4,7	101,98	26,81	3,1	6,62	0,83	9,82
S-28	18	732513	4959444	Estero	0,6	0,1	36,84	6,27	1,68	3,28	0,58	7,33
S-29	19	272212	4957629	Laguna Baguales	1,1	4,6	102,72	25,95	3,7	8,41	1,06	11,11
S-30	18	726824	3939234	Vertiente	3,3	1,8	68,56	11,18	5,38	6,7	2,26	15,49
S-31	18	720454	4937509	Vertiente	1,8	1,4	71	12,24	4,56	6,85	1,31	15,32
S-32	18	720691	4932663	Pozo (P:3.0 m)	2	2,8	62,46	11,56	12,21	5,57	2,12	12,56
S-33	18	721117	4932625	Pozo (P:4.2 m)	1,5	5	173,96	17,88	4,07	6,62	1,51	13,08
S-34	18	724025	4933948	Pozo (P:4.0 m)	1,2	8,2	96,62	28,17	2,44	5,71	1,72	11,24
S-35	18	730009	4925400	Vertiente	0,19	0,09	48,92	7,18	3,02	5,13	1,9	16,3
S-36	19	267366	4922506	Pozo (P:1.0 m)	0,4	8,2	39,04	10,3	2,03	4,27	0,68	6,4
S-37	19	27364	4923288	Río Simpson	1,8	5	92,96	25,16	3,7	5,29	0,85	10,01
S-38	19	272977	4923137	Estero	3,1	0,1	80,69	22,95	4,07	22	0,76	9,24
S-39	19	288773	4912880	Humedal	0,4	2	77,1	13,89	4,59	5,26	1,44	15,24
S-40	18	726928	4949188	Pozo (P 3.5 m)	0,5	1,4	16,86	4,39	0,65	1,42	0,33	4,52
S-41	18	722281	4947910	Estero Las Nieves	0,4	27	56,36	20,15	3,17	4,4	0,46	9,37
S-42	18	719333	4947607	Pozo (P:6.0 m)	0,8	1,6	19,52	4,26	1,06	1,77	0,4	4,58
S-43	18	715948	4938816	Laguna Sea	1,7	3,7	63,68	8,1	4,56	10,7	1,78	14,81
S-44	18	727198	4933560	Pozo (P:2.6 m)	0,7	1,8	32,28	5,78	0,6	6,14	0,28	7,25
S-45	18	731910	4953854	Laguna Mallines	1	6,8	44,92	10,87	1,06	8,08	0,42	0,9
S-46	18	731125	4954338	Laguna Venus	0,4	2,4	18,64	4,15	0,59	1,77	0,29	2,67
S-47	18	727014	4942542	Laguna Foitzick	1	4,2	119,7	29,74	3,74	10,2	1,03	8,92
S-48	18	733052	4947713	Pozo (P:3.0 m)	1,4	4,8	98,84	17,29	5,82	12,6	1,97	19,4

Analisis	huso	X	Y	Localidad	Cl	SO4	HCO3	Ca	Mg	Na	K	Si
B-1	18	714157	4921935	Estero	0,3	1,45	18,3	5,25	0,48	1,28	0,2	3
B-10	18	696219	4943177	Vertiente	0,8	0,35	26,8	4,66	1,54	3,13	1,1	12
B-11	18	687982	4964864	Humedal	1,5	0,8	12,2	2,53	1,04	2,04	0,7	4,2
B-12	18	686641	4962704	Estero	1,1	1,2	15,3	3,43	1,01	2,07	0,3	7,7
B-13	18	681946	4956518	Rio Blanco	0,6	1,45	15,9	3,63	0,92	1,67	0,5	4,8
B-14	18	680385	4956424	Vertiente	1,4	0,8	14,6	2,83	0,89	2,43	0,3	6,4
B-15	18	678816	4955269	Lago Riesco	1,2	0,6	15,3	2,95	0,87	1,81	0,4	4,3
B-16	18	708359	4913796	Vertiente	0,4	3,7	14,6	4,33	0,76	1,28	0,4	3,9
B-17	18	708145	4912592	Rio Mogoto	0,5	0,65	12,2	1,86	0,72	1,59	0,6	5,9
B-18	18	709124	4911900	Rio Balboa	0,4	1,6	12,2	3,17	0,57	1,16	0,3	3,7
B-19	18	719916	4927355	Lago Elizalde	0,7	0,85	20,7	4,51	1,04	2,09	0,5	4,9
B-2	18	714042	4922017	Estero	0,3	2,65	31,7	6,37	1,87	3,89	1,2	13
B-20	18	721693	4928295	Vertiente	0,6	2	64,7	15,4	3,28	6,26	1,9	15
B-21	18	696211	4944480	Vertiente	1,2	0,65	31,7	6,24	1,78	3,62	1	12
B-22	18	691533	4954929	Vertiente	1,3	0,7	20,7	3,84	1,18	2,81	0,5	7,7
B-23	18	692182	4944600	Pozo	1,2	1,3	18,3	2,94	1,08	3,66	0,9	12
B-24	18	691572	4945848	Lago Zenteno	1,1	0,45	14,6	2,4	0,96	2,15	0,5	5,7
B-25	18	727696	4915683	Lago La Paloma	0,5	2,1	24,4	6,65	1,11	2,09	0,5	5
B-26	18	685243	4960520	Humedal	1,5	0,6	14,6	2,77	1,03	2,42	0,3	5,2
B-27	18	724648	4929373	Pozo	2,2	0,8	59,2	9,62	4,34	7,68	1,8	17
B-28	18	720090	4927246	Vertiente	1,4	2,1	97	34	2,6	6,94	0,7	10
B-29	18	693926	4925529	Lago Caro	0,6	1,9	17,1	4,65	1,1	1,91	0,6	5,1
B-3	18	693742	4925403	Estero	0,5	0,85	15,3	2,93	0,99	1,69	0,6	7,1
B-4	18	699775	4923243	Estero	0,4	1,45	11	2,54	0,51	1,16	0,3	3,8
B-5	18	713241	4937338	Lago Atravezado	0,9	0,65	12,2	3,38	0,9	2,04	0,6	5,3
B-6	18	708641	4939486	Estero	0,6	0,55	8,5	1,81	0,39	1,03	0,2	3
B-7	18	708078	4939430	Pozo	0,8	0,45	12,2	2,61	0,71	1,51	0,4	4,1
B-8	18	696874	4942631	Humedal	0,9	0,75	24,4	5,1	1,42	3,11	1,5	11
B-9	18	696313	4942807	Rio Colorado	0,7	0,45	13,4	2,31	0,8	1,63	0,4	5,8
M-1	18	719650	5030100	Arroyo Colorado	0,4	0,8	12,2	0,7	0,17	0,65	0,1	1,4
M-10	19	279631	5007525	Vertiente	0,9	1,4	70,394	6,27	1,8	2,77	0,7	8,3
M-11	19	272734	5007546	Estero San José	0,3	2,2	79,3	6,65	0,68	1,71	0,2	3,3
M-12	19	269241	5012182	Laguna Bilbao	0,8	1,3	43,31	2,87	0,59	1,66	0,3	2,1
M-13	19	269100	5009004	Estero Porvenir	0,5	3,4	89,06	8,44	0,95	1,95	0,4	3,9
M-14	19	269280	5009225	Relave	1	52	19,52	19,7	1,64	1,87	2,1	3,2
M-15	18	730713	5013049	Vertiente	0,5	1,8	26,23	3,91	0,42	1,34	0,2	4,3
M-16	18	725204	5012663	Vertiente	0,7	1,4	29,28	2,98	0,97	2,26	0,2	6,4
M-18	18	724634	4995280	Laguna Guzmán	0,7	0,1	5,49	0,49	0,22	0,76	0,5	0,4
M-19	18	711016	4982334	Vertiente	0,7	0,7	27,45	2,52	0,96	2,01	0,5	7,1
M-2	18	719780	5029641	Vertiente	1,1	1	13,42	1,8	0,52	1,55	0,5	3,8
M-20	18	699057	4975127	Estero en Puente Viviana	1	0,8	42,7	4,65	1,51	2,5	0,6	7,8
M-21	19	313089	4988374	Pozoe Retén Puesto Viejo	1,9	3,3	20,74	17,4	5,01	7,71	1,4	11
M-22	19	289028	5002473	Lago Misterioso	1,2	1	65,88	7,92	1,78	2,83	0,6	1,9
M-23	19	290114	5002875	Estero Central	0,7	1,1	53,07	6,27	1,49	2,72	0,6	7

Analisis	huso	X	Y	Localidad	Cl	SO4	HCO3	Ca	Mg	Na	K	Si
M-24	19	293550	5001285	Lago Peña	0,9	2,9	59,17	7,641	1,977	3,924	0,526	2,505
M-25	19	293550	5001285	Lago Laguno	1,1	2,4	61	6,357	2,309	4,278	0,762	4,971
M-26	19	294884	4996583	Estero	0,9	7,9	148,23	22,412	3,218	5,32	0,914	9,652
M-27	19	295377	4995819	Pozo	1,2	10,3	175,07	29,964	3,775	6,679	1,314	8,604
M-28	19	281656	4990837	Pozo	1,3	15,9	173,24	31,315	2,751	5,493	1,009	8,721
M-29	19	274206	4996754	Puntera El Gato	0,4	10,1	66,49	10,837	1,438	2,981	0,309	6,45
M-3	18	722260	5023531	Vertiente	0,7	0,5	19,52	1,008	0,343	1,176	0,097	3,398
M-30	19	277742	5002521	Vertiente	0,5	3,5	58,316	15,259	0,91	4,108	0,16	7,058
M-31	19	277561	5002655	Laguna Brava	0,5	4,8	50,02	6,54	1,055	2,029	0,351	5,2
M-32	19	276639	5003072	Río Laguna Brava	0,6	2,3	55,022	6,495	1,084	2,108	0,398	5,318
M-33	19	304998	4984747	Embalse natural	1,2	4	184,22	21,679	5,243	8,577	1,957	1,429
M-34	19	287666	4983645	Estero Richard	1,4	2,2	95,16	8,329	1,881	4,62	0,661	8,112
M-35	19	287666	4983645	Afloramiento	0,9	4	91,5	8,519	2,188	5,008	1,084	9,611
M-36	19	278399	4976132	Pozo	1,9	13,9	132,98	15,79	3,855	5,654	1,102	15,44
M-37	19	266741	4971805	Pozoen Villa Ortega	4	1,5	215,94	15,851	5,446	9,7	1,776	13,13
M-38	19	265720	4971519	Puntera Villa Ortega	0,6	2,2	52,46	5,37	0,965	2,731	0,465	6,289
M-39	18	734256	4963878	Pozo	0,9	2,2	199,47	19,391	3,651	4,948	0,959	12,45
M-4	18	723741	5018884	Vertiente	0,6	0,8	20,74	1,459	0,424	1,175	0,236	3,562
M-40	18	698036	4971787	Vertiente El Balseo	1,2	0,8	48,19	3,961	1,019	2,672	0,35	6,677
M-41	18	718481	4988666	Vertiente	0,2	0,8	30,5	2,176	0,624	1,2	0,201	4,851
M-42	18	732508	4961686	LagunaAlvarado	0,9	2,1	131,15	11,91	2,239	3,606	1,014	7,135
M-43	18	732472	4960567	Pozo	1,5	1,2	176,29	13,068	3,761	4,771	1,664	13,47
M-44	18	732886	4960890	Pozo Sr.Muñoz	1,1	7	122	12,413	2,398	4,698	1,748	16,09
M-45	19	269787	4989603	Laguna La Isla	0,9	3,5	44,53	3,675	0,901	1,888	0,452	4,432
M-46	19	270983	4989521	Laguna Verde	1	11,5	68,32	7,311	1,41	2,582	0,537	4,286
M-47	19	300654	4977471	Estero	1,1	8	416,16	31,734	5,635	12,098	1,32	15,04
M-48				lluvia	1,2	1,5	31,72	2,559	0,242	1,14	0,836	0,643
M-5	18	723549	5018170	Río Picaflor	0,4	0,9	20,74	1,69	0,343	0,929	0,165	2,412
M-6	18	724940	5013627	Estero Chico	27,9	6	67,1	6,259	1,412	20,818	0,65	6,44
M-7	18	725352	5011515	Vertiente	0,8	0,9	73,2	4,779	1,27	3,029	0,229	7,818
M-8	18	726930	5009587	Lago Pedro Aguirre Cerda	0,6	1,5	48,8	3,225	0,689	1,555	0,372	3,641
M-9	19	279320	5007401	Lago Norte	0,3	1,4	75,396	5,078	0,728	1,255	0,27	3,44
S - 9	19	274998	4935317	Lago Pollux	1,1	3,3	45,38	6,1	2,37	5,77	1,6	13,43
S-1	19	273868	4952490	Estero Cascada	2,3	1,9	68,9	10,05	4,36	9,13	1,76	18,06
S-2	19	277945	4951861	Laguna Las Perdices	1,6	9,2	55,14	11,26	3,59	6,23	1,12	3,46
S- 22	19	299572	4957074	Humedal Flamenco	1	2,5	68,56	11,86	3,87	7,17	1,18	11,32
S-3	19	281578	4949859	Estero Bandurrias	0,6	2,2	43,48	7,43	2,86	4,44	1,28	13,44
S-4	19	284514	4948848	Humedal	1,3	5,9	39,04	8,32	2,29	5,09	1,02	6,37
S- 5	19	282703	4947929	Lago Castor	0,6	11,6	51,04	10,31	4,39	6,3	1,84	13,48
S- 6	18	729397	4937383	Vertiente	1,2	2,1	64,9	11,31	3,6	7,99	1,71	15,1
S- 7	18	730454	4937776	Estero	0,2	2,2	89,3	14,9	5,44	8,15	1,44	15,34
S- 8	19	270959	4934310	Humedal	1,2	2,1	38,6	6,36	2,42	5,35	1,24	5,19
S-10	19	279414	4936016	Vertiente	0,7	4,5	25,62	6,36	1,09	2,52	0,4	5,19
S-12	18	689618	4970977	Río Aysén	0,8	4,7	29,28	7,29	1,48	3,45	0,63	6,02
S-13	18	697199	4968625	Río Simpson	1,6	3,6	77,1	18,39	2,96	5,68	0,89	10,86
S-14	18	696909	4968742	Vertiente	0,6	0,09	28,62	4,99	1,73	3,18	0,28	11,35

Tabla 3. Error de balance iónico para cada muestra de la cuenca del río Aysén.

Muestra	CE ($\mu\text{S/cm}$)	Error (%)	Muestra	CE ($\mu\text{S/cm}$)	Error (%)	Muestra	CE ($\mu\text{S/cm}$)	Error (%)
B-1	31	3,5	M-12	17	6,94	S-6	105	5,58
B-2	58	0,26	M-13	49	-7,3	S-7	103	2,93
B-3	0,26	5,5	M-14	132	-10	S-8	133	6,29
B-4	7	1,4	M-15	19	9,56	S-9	68	-1,12
B-7	21	18,3	M-16	21	6,87	S-10	69	3,98
B-6	14	1,2	M-18	2	6,55	S-12	49	8,34
B-5	31	6,5	M-19	20	-7,85	S-13	59	3,05
B-8	46	10,6	M-20	36	-7,56	S-14	124	4,87
B-9	22	2,6	M-21	6	8,64	S-15	48	0,99
B-10	44	5,6	M-22	57	-8,18	S-16	92	2,56
B-11	24,4	10,4	M-23	44	0,69	S-17	186	4,42
B-12	28,2	6,8	M-24	59	-9,47	S-18	111	6,4
B-13	25,8	5,2	M-25	56	-9,53	S-19	75	0,89
B-14	31,3	5	M-26	136	9,44	S-20	164	2,33
B-15	27,5	1,8	M-27	174	4,75	S-21	692	0,47
B-17	8	2,7	M-28	174	-4,6	S-22	371	3,06
B-18	10	1,7	M-29	66	-9,04	S-23	104	4,93
B-16	15	3,8	M-30	88	-2,14	S-24	148	7,47
B-19	33	4,9	M-31	43	-7,81	S-25	91	2,96
B-20	75	9,7	M-32	43	-9,85	S-26	85	1,52
B-21	56,3	6,2	M-33	160	9,76	S-27	82	2,69
B-22	36,4	4	M-34	65	-7,46	S-28	147	-1,07
B-23	36,3	7,3	M-35	74	4,66	S-29	49	6,12
B-24	27,1	4,4	M-36	122	-4,64	S-30	150	4,42
B-25	45,7	7,1	M-37	145	-6,37	S-31	113	3,47
B-26	51,1	7,9	M-38	35	5,32	S-32	107	5,08
B-27	29,5	6,6	M-39	131	-9,39	S-33	101	4,56
B-28	103	7,4	M-40	32	8,25	S-34	127	5,44
B-29	172	14,2	M-41	14	5,49	S-35	152	4,17
B-30	36,9	11,2	M-42	92	-6,66	S-36	72	9,1
M-1	3	8,17	M-43	114	-9,69	S-37	74	5,39
M-2	11	9,96	M-44	94	-9,84	S-38	149	3,04
M-3	5	9,55	M-45	25	-5,52	S-39	211	1,54
M-4	7	-9,24	M-46	53	-5,87	S-40	106	5,82
M-5	6	-6,31	M-47	22	4,69	S-41	132	9,43
M-6	133	-9,39	M-48	19	5,25	S-42	31	3,73
M-7	35	6,51	S-1	103	3,51	S-43	32	6,56
M-8	22	9,76	S-2	94	5,1	S-44	104	3,63
M-9	29	7,3	S-3	78	5,01	S-45	52	8,56
M-10	45	9,47	S-4	65	7,12	S-46	80	3,01
M-11	36	-9,01	S-5	70	10,25	S-47	168	5,32
						S-48	149	6,33

Diagramas piper por subcuenca.

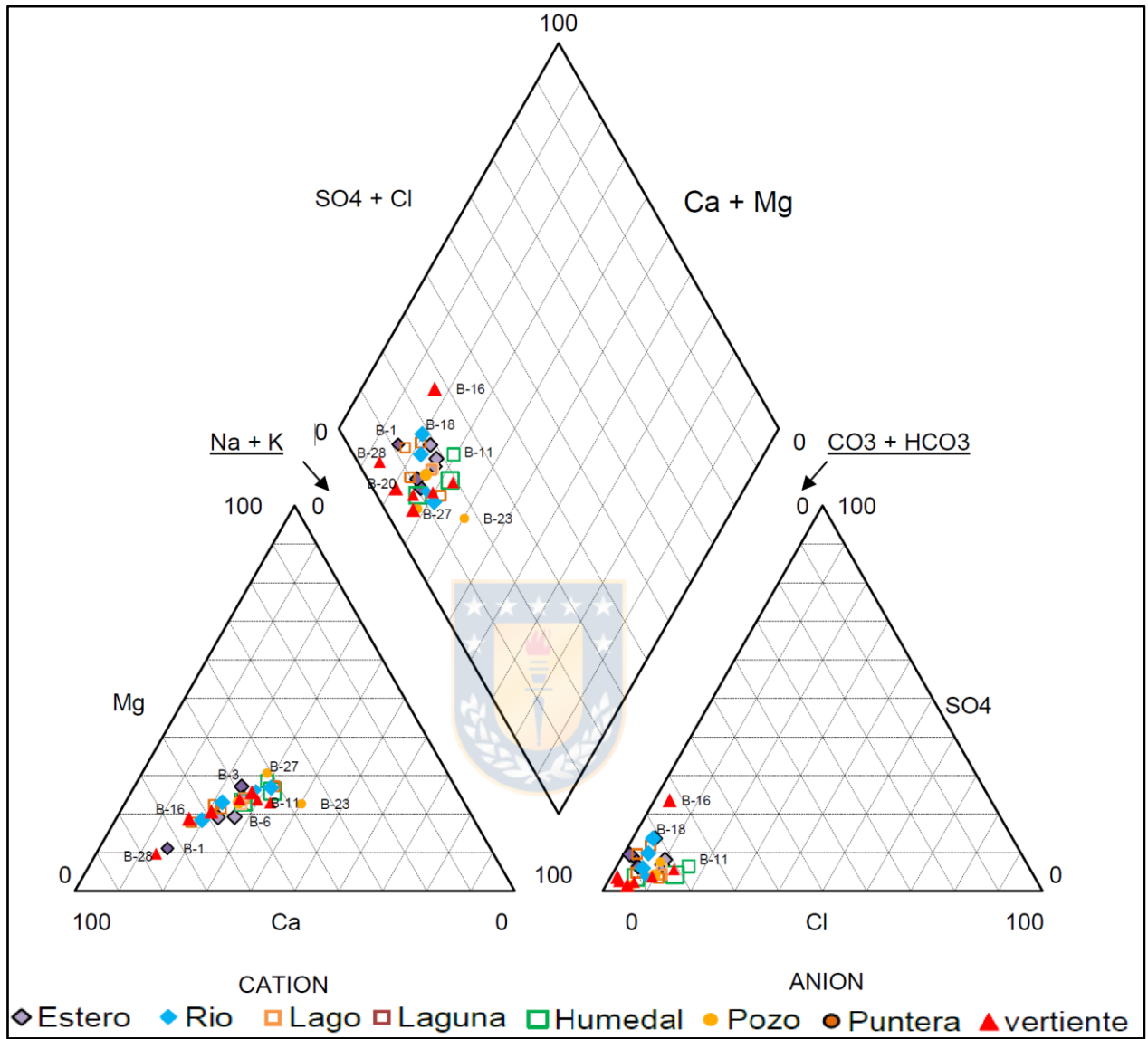


Figura 1. Diagrama Piper de las muestras de la cuenca del río Blanco (Elaboración propia).

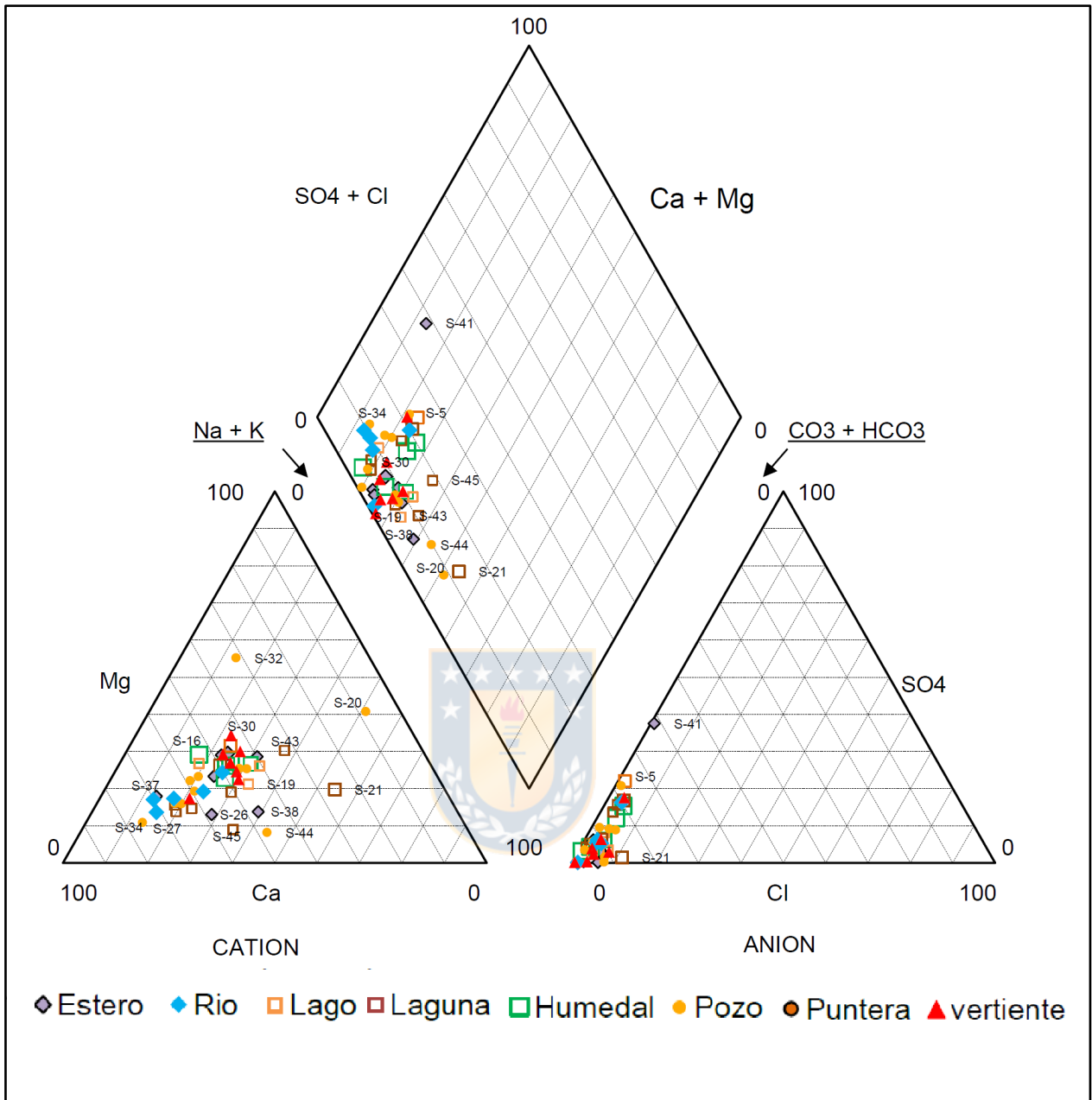


Figura 2. Diagrama Piper de las muestras de la cuenca del Río Mañihuales.

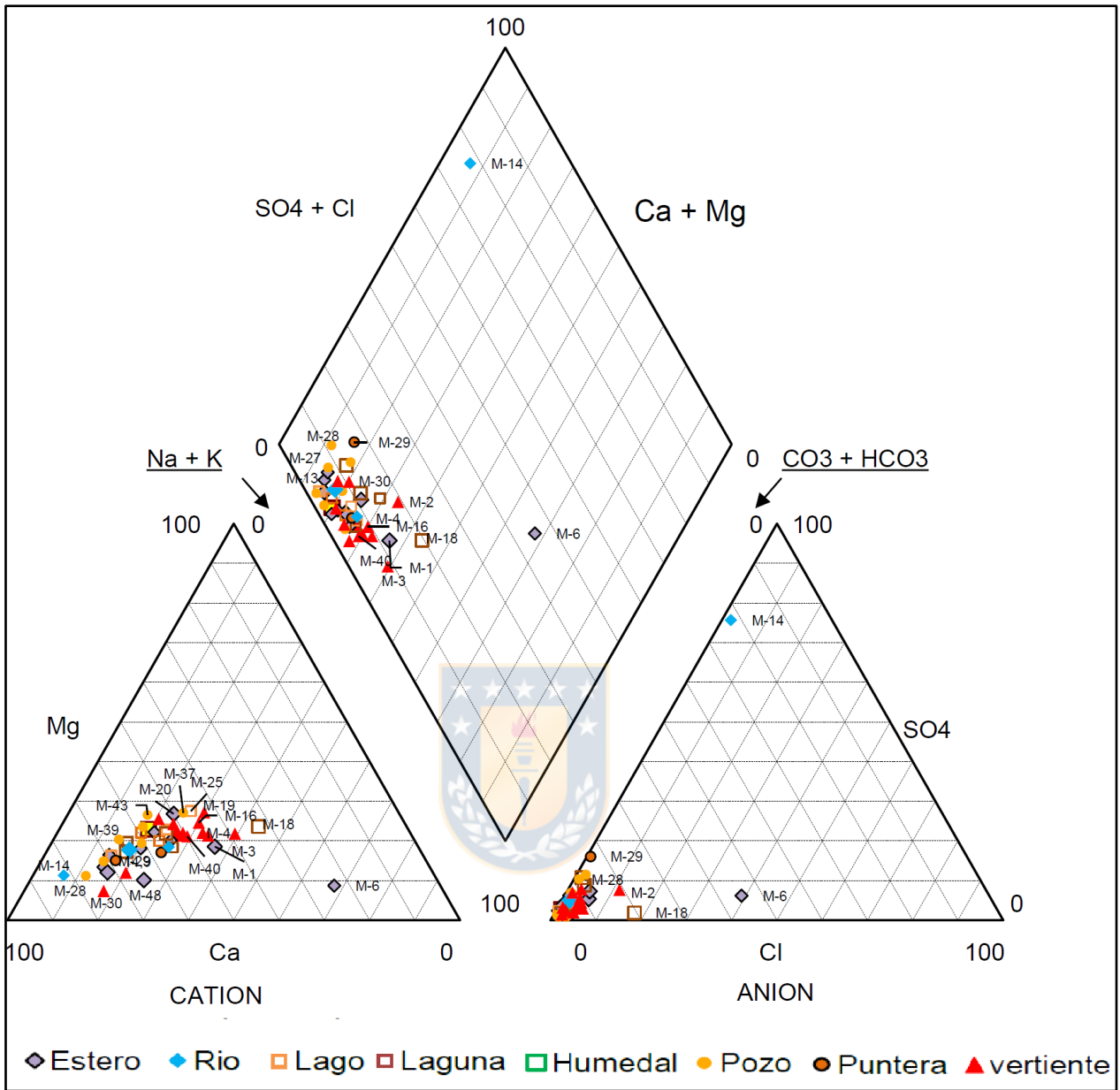


Figura 3. Diagrama Piper de las muestras de la cuenca del Río Mañihuales.

Parámetros Fisicoquímicos

Tabla 4. Valores de relaciones en meq/L entre iones e índice de cambio de base.

muestra	tipo	rK/rNa	rMg/rCa	rSO4/rCl	rCl/rHCO3	icb	rNa/rCl
B-1	Estero	0,11	0,15	3,57	0,03	-6,28	6,59
B-10	Vertiente	0,21	0,55	0,32	0,05	-6,33	6,04
B-11	Humedal	0,21	0,68	0,39	0,21	-1,54	2,10
B-12	Estero	0,08	0,49	0,81	0,12	-2,13	2,90
B-13	Río	0,16	0,42	1,79	0,06	-3,99	4,30
B-14	Vertiente	0,06	0,52	0,42	0,16	-1,84	2,68
B-15	Lago	0,13	0,49	0,37	0,13	-1,64	2,33
B-16	Vertiente	0,20	0,29	6,84	0,05	-4,94	4,94
B-17	Río	0,20	0,64	0,96	0,07	-4,91	4,91
B-18	Río	0,17	0,30	2,96	0,06	-4,23	4,48
B-19	Lago	0,15	0,38	0,90	0,06	-4,31	4,61
B-2	Estero	0,19	0,49	6,53	0,02	-22,74	20,01
B-20	Vertiente	0,18	0,35	2,47	0,02	-18,04	16,10
B-21	Vertiente	0,17	0,47	0,40	0,07	-4,44	4,66
B-22	Vertiente	0,10	0,51	0,40	0,11	-2,67	3,34
B-23	Pozo	0,15	0,61	0,80	0,11	-4,40	4,71
B-24	Lago	0,14	0,66	0,30	0,13	-2,45	3,02
B-25	Lago	0,15	0,28	3,11	0,04	-6,41	6,45
B-26	Humedal	0,07	0,61	0,30	0,18	-1,67	2,49
B-27	Pozo	0,14	0,75	0,27	0,06	-5,13	5,39
B-28	Vertiente	0,06	0,13	1,11	0,02	-7,07	7,65
B-29	Lago	0,19	0,39	2,34	0,06	-4,87	4,91
B-3	Estero	0,19	0,56	1,26	0,06	-5,23	5,22
B-4	Estero	0,17	0,33	2,68	0,06	-4,25	4,48
B-5	Lago	0,16	0,44	0,53	0,13	-3,07	3,50
B-6	Estero	0,10	0,36	0,68	0,12	-1,92	2,65
B-7	Pozo	0,15	0,45	0,42	0,11	-2,34	2,91
B-8	Humedal	0,29	0,46	0,62	0,06	-5,89	5,33
B-9	Río	0,14	0,57	0,48	0,09	-3,11	3,59
M-1	Estero	0,10	0,41	1,48	0,06	-1,75	2,51
M-10	Vertiente	0,15	0,48	1,15	0,02	-4,44	4,74
M-11	Estero	0,08	0,17	5,42	0,01	-8,53	8,82
M-12	Laguna	0,12	0,34	1,20	0,03	-2,59	3,21
M-13	Estero	0,12	0,19	5,03	0,01	-5,76	6,03
M-14	Relave	0,66	0,14	38,46	0,09	-3,79	2,89
M-15	Vertiente	0,08	0,18	2,66	0,03	-3,46	4,12
M-16	Vertiente	0,06	0,54	1,48	0,04	-4,28	4,98
M-18	Laguna	0,42	0,72	0,11	0,22	-1,38	1,67
M-19	Vertiente	0,13	0,63	0,74	0,04	-4,03	4,43
M-2	Vertiente	0,19	0,48	0,67	0,14	-1,58	2,17
M-20	Estero	0,15	0,54	0,59	0,04	-3,44	3,86
M-21	Pozo	0,11	0,48	1,28	0,16	-5,94	6,26
M-22	Lago	0,13	0,37	0,62	0,03	-3,11	3,64
M-23	Estero	0,12	0,39	1,16	0,02	-5,74	6,00
M-24	Lago	0,08	0,43	2,38	0,03	-6,26	6,73
M-25	Lago	0,10	0,60	1,61	0,03	-5,63	6,00
M-26	Estero	0,10	0,24	6,49	0,01	-9,05	9,12
M-27	Pozo	0,12	0,21	6,35	0,01	-8,58	8,59
M-28	Pozo	0,11	0,15	9,05	0,01	-6,23	6,52
M-29	Puntera	0,06	0,22	18,67	0,01	-11,20	11,50
M-3	Vertiente	0,05	0,56	0,53	0,06	-1,72	2,59
M-30	Vertiente	0,02	0,10	5,18	0,01	-11,97	12,68
M-31	Laguna	0,10	0,27	7,10	0,02	-5,90	6,26
M-32	rio	0,11	0,28	2,84	0,02	-5,03	5,42
M-33	Embalse	0,13	0,40	2,47	0,01	-11,51	11,03
M-34	Estero	0,08	0,37	1,16	0,03	-4,52	5,09
M-35	vertiente	0,13	0,42	3,29	0,02	-8,68	8,59
M-36	Pozo	0,11	0,40	5,41	0,02	-4,12	4,59
M-37	Pozo	0,11	0,57	0,28	0,03	-3,15	3,74
M-38	Puntera	0,10	0,30	2,71	0,02	-6,73	7,03
M-39	Pozo	0,11	0,31	1,81	0,01	-8,45	8,49
M-4	Vertiente	0,12	0,48	0,99	0,05	-2,38	3,02
M-40	Vertiente	0,08	0,43	0,49	0,04	-2,70	3,44

muestra	tipo	rK/rNa	rMg/rCa	rSO4/rCl	rCl/rHCO3	icb	rNa/rCl
M-41	Vertiente	0,10	0,47	2,96	0,01	-9,17	9,26
M-42	Laguna	0,17	0,31	1,73	0,01	-6,21	6,18
M-43	Pozo	0,21	0,48	0,59	0,01	-4,92	4,91
M-44	Pozo	0,22	0,32	4,71	0,02	-7,03	6,59
M-45	Laguna	0,14	0,41	2,88	0,03	-2,69	3,24
M-46	Laguna	0,12	0,32	8,51	0,03	-3,47	3,99
M-47	Estero	0,06	0,29	5,38	0,00	-17,06	16,98
M-5	rio	0,10	0,34	1,66	0,03	-2,96	3,58
M-6	Estero	0,02	0,37	0,16	0,71	-0,17	1,15
M-7	Vertiente	0,04	0,44	0,83	0,02	-5,10	5,84
M-8	Lago	0,14	0,35	1,85	0,02	-3,56	4,00
M-9	Lago	0,13	0,24	3,45	0,01	-6,27	6,46
S- 9	Lago	0,16	0,64	2,22	0,04	-8,42	8,10
S- 1	Estero	0,11	0,72	0,61	0,06	-5,82	6,13
S- 2	Laguna	0,11	0,53	4,25	0,05	-5,65	6,01
S- 22	Humedal	0,10	0,54	1,85	0,03	-11,14	11,07
S- 3	Estero	0,17	0,64	2,71	0,02	-12,36	11,42
S- 4	Humedal	0,12	0,45	3,36	0,06	-5,76	6,04
S- 5	Lago	0,17	0,70	14,30	0,02	-17,99	16,21
S- 6	Vertiente	0,13	0,53	1,29	0,03	-10,57	10,28
S- 7	Estero	0,10	0,60	8,14	0,00	-68,43	62,90
S- 8	Humedal	0,14	0,63	1,29	0,05	-6,82	6,88
S-10	Vertiente	0,09	0,28	4,75	0,05	-5,08	5,56
S-12	rio	0,11	0,34	4,35	0,05	-6,37	6,66
S-13	rio	0,09	0,27	1,66	0,04	-4,98	5,48
S-14	Vertiente	0,05	0,57	0,11	0,04	-7,60	8,18
S-15	Pozo	0,22	0,58	0,03	0,08	-3,73	3,87
S-16	Lago	0,14	0,49	0,49	0,08	-2,09	2,70
S-17	Pozo	0,09	0,25	0,17	0,01	-23,96	22,80
S-18	Vertiente	0,10	0,48	1,70	0,04	-8,43	8,54
S-19	Lago	0,05	0,46	0,80	0,04	-8,86	9,44
S-20	Pozo	0,21	5,01	0,23	0,08	-7,31	6,84
S-21	Laguna	0,06	0,76	0,13	0,13	-3,97	4,70
S-23	rio	0,06	0,49	0,09	0,01	-19,99	19,74
S-24	Humedal	0,11	0,59	2,65	0,05	-5,67	6,02
S-25	Laguna	0,09	0,37	1,41	0,03	-11,24	11,22
S-26	Estero	0,05	0,22	1,91	0,04	-7,96	8,53
S-27	rio	0,07	0,19	1,20	0,05	-2,78	3,52
S-28	Estero	0,10	0,44	0,12	0,03	-8,32	8,44
S-29	Laguna	0,07	0,24	3,09	0,02	-11,68	11,80
S-30	Vertiente	0,20	0,80	0,40	0,08	-2,76	3,13
S-31	Vertiente	0,11	0,62	0,58	0,04	-5,53	5,87
S-32	Pozo	0,22	1,75	1,04	0,06	-4,26	4,30
S-33	Pozo	0,13	0,38	2,47	0,01	-6,73	6,81
S-34	Pozo	0,18	0,14	5,05	0,02	-7,65	7,34
S-35	Vertiente	0,22	0,70	0,35	0,01	-49,75	41,67
S-36	Pozo	0,09	0,33	15,16	0,02	-17,02	16,48
S-37	rio	0,09	0,24	2,05	0,03	-3,96	4,54
S-38	Estero	0,02	0,29	0,02	0,07	-10,15	10,93
S-39	Humedal	0,16	0,55	3,70	0,01	-22,57	20,30
S-40	Pozo	0,14	0,24	2,07	0,05	-3,98	4,38
S-41	Estero	0,06	0,26	49,92	0,01	-17,02	16,98
S-42	Pozo	0,13	0,41	1,48	0,07	-2,87	3,41
S-43	Laguna	0,10	0,93	1,61	0,05	-9,64	9,69
S-44	Pozo	0,03	0,17	1,90	0,04	-12,90	13,54
S-45	Laguna	0,03	0,16	5,03	0,04	-11,85	12,47
S-46	Laguna	0,10	0,23	4,44	0,04	-6,49	6,83
S-47	Laguna	0,06	0,21	3,11	0,01	-15,71	15,77
S-48	Pozo	0,09	0,56	2,54	0,02	-14,18	13,90

Tabla 5. Tabla de promedios ponderados de las relaciones iónicas en meq/L para cada subcuenca.

Cuenca	Area (km ²)	rSO ₄ /rCl	rCl/rHCO ₃	rNa/rCl	rK/rNa	rMg/rCa	icb
Río Blanco	2.901	1,518	0,085	5,251	0,153	0,459	-5,098
Río Mañihuales	4.361	3,755	0,050	5,733	0,139	0,367	-5,484
Río Simpson	4.129	3,571	0,040	11,009	0,112	0,574	-11,234
Río Aysén	12.377	3,118	0,055	7,522	0,133	0,465	-7,470

Isótopos estables

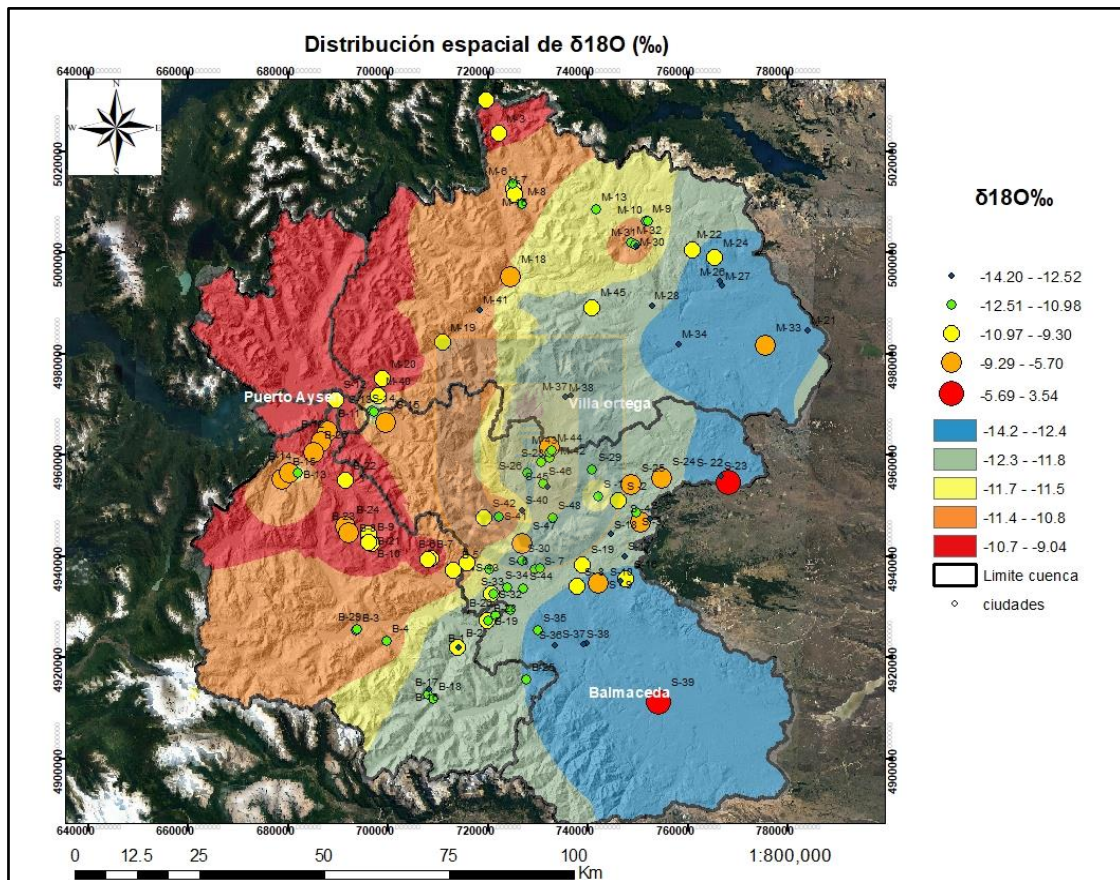
**Figura 4.** Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) de ríos y esteros de la cuenca del río Aysén .

Tabla 6. Muestras de isótopos estables de ^{18}O y ^2H de la cuenca del río Aysén (elaboración propia).

Analisis	Localidad	tipo	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^2\text{H}\text{‰}$	dex‰	lcex‰
B-1	Estero	Estero	-13,3	-90,8	15,5	7,5
B-10	Vertiente	Vertiente	-9,4	-72,8	2,3	-3,5
B-11	Humedal	Humedal	-8,1	-59,5	4,9	-0,2
B-12	Estero	Estero	-9,0	-68,3	4,0	-1,6
B-13	Río Blanco	Río	-11,6	-83,0	10,1	3,0
B-14	Vertiente	Vertiente	-8,5	-66,0	1,8	-3,5
B-15	Lago Riesco	Lago	-8,1	-64,1	1,0	-4,0
B-16	Vertiente	Vertiente	-13,5	-94,5	13,3	5,2
B-17	Río Mogoto	Río	-11,8	-80,1	14,3	7,1
B-18	Río Balboa	Río	-11,9	-88,1	7,1	-0,1
B-19	Lago Elizalde	Lago	-10,9	-83,7	3,8	-2,9
B-2	Estero	Estero	-10,8	-83,1	3,4	-3,2
B-20	Vertiente	Vertiente	-11,4	-88,1	3,4	-3,5
B-21	Vertiente	Vertiente	-10,1	-74,3	6,5	0,3
B-22	Vertiente	Vertiente	-9,7	-71,8	5,4	-0,5
B-23	Pozo	Pozo	-9,0	-70,4	2,0	-3,6
B-24	Lago Zenteno	Lago	-8,6	-69,3	-0,9	-6,2
B-25	Lago La Paloma	Lago	-11,6	-92,4	0,7	-6,4
B-26	Humedal	Humedal	-9,1	-65,8	6,6	1,0
B-27	Pozo	Pozo	-11,3	-89,9	0,6	-6,3
B-28	Vertiente	Vertiente	-11,8	-92,9	1,2	-5,9
B-29	Lago Caro	Lago	-11,5	-86,3	5,5	-1,5
B-3	Estero	Estero	-11,3	-82,4	8,1	1,2
B-4	Estero	Estero	-11,4	-81,3	9,7	2,8
B-5	Lago Atravezado	Lago	-10,8	-83,6	3,1	-3,5
B-6	Estero	Estero	-10,6	-78,9	5,7	-0,8
B-7	Pozo	Pozo	-10,6	-75,9	9,2	2,7
B-8	Humedal	Humedal	-9,6	-71,8	4,8	-1,1
B-9	Río Colorado	Río	-10,1	-75,5	5,6	-0,6
M-1	Arroyo Colorado	Estero	-9,3	-64,3	10,1	4,4
M-10	Vertiente	Vertiente	-12,4	-91,7	7,5	0,0
M-13	Estero Porvenir	Estero	-11,7	-83,6	10,0	2,9
M-16	Vertiente	Vertiente	-10,4	-71,0	12,2	5,8
M-18	Laguna Guzmán	Laguna	-5,7	-56,6	-11,0	-14,7
M-19	Vertiente	Vertiente	-10,8	-83,8	2,6	-4,0
M-20	Estero en Puente Viviana	Estero	-10,5	-78,0	6,0	-0,4
M-21	Pozoe Retén Puesto Viejo	Pozo	-14,1	-104,2	8,6	0,1
M-22	Lago Misterioso	Lago	-9,4	-76,7	-1,5	-7,3
M-24	Lago Peña	Lago	-9,6	-73,9	2,9	-3,0
M-26	Estero	Estero	-13,0	-100,1	3,9	-3,9
M-27	Pozo	Pozo	-13,3	-101,8	4,6	-3,4
M-28	Pozo	Pozo	-12,9	-97,7	5,5	-2,3
M-3	Vertiente	Vertiente	-10,2	-70,0	11,6	5,3
M-30	Vertiente	Vertiente	-12,8	-90,6	11,8	4,1
M-31	Laguna Brava	Laguna	-11,4	-82,4	8,8	1,9
M-32	Río Laguna Brava	Río	-11,3	-85,3	5,1	-1,8
M-33	Embalse natural	Embalse	-9,0	-76,4	-4,4	-10,0
M-34	Estero Richard	Estero	-12,7	-97,7	3,9	-3,8
M-37	Pozoen Villa Ortega	Pozo	-12,6	-92,9	7,9	0,3
M-38	Puntera Villa Ortega	Puntera	-13,3	-96,1	10,3	2,3
M-40	Vertiente El Balseo	Vertiente	-9,8	-69,2	9,2	3,2
M-41	Vertiente	Vertiente	-13,2	-95,9	9,7	1,7
M-42	Laguna Alvarado	Laguna	-8,3	-72,9	-6,5	-11,7
M-43	Pozo	Pozo	-11,9	-94,6	0,6	-6,6
M-44	Pozo Sr. Muñoz	Pozo	-12,4	-96,2	3,0	-4,5
M-45	Laguna La Isla	Laguna	-10,0	-77,0	3,0	-3,1
M-6	Estero Chico	Estero	-11,5	-83,6	8,4	1,4
M-7	Vertiente	Vertiente	-10,8	-76,6	9,8	3,2

Analisis	Localidad	tipo	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^2\text{H}\text{‰}$	dex‰	lcex‰
M-8	Lago Pedro Aguirre Cerda	Lago	-11,1	-77,0	11,8	5,0
M-9	Lago Norte	Lago	-12,0	-87,0	9,0	1,7
S - 9	Lago Pollux	Lago	-8,2	-77,5	-11,9	-17,1
S - 1	Estero Cascada	Estero	-11,6	-93,6	-1,0	-8,1
S - 2	Laguna Las Perdices	Laguna	-9,9	-79,3	-0,2	-6,3
S- 22	Humedal Flamenco	Humedal	3,5	-11,0	-39,3	-37,8
S - 3	Estero Bandurrias	Estero	-12,4	-93,4	5,6	-1,9
S - 4	Humedal	Humedal	-12,5	-94,3	5,8	-1,7
S- 5	Lago Castor	Lago	-7,8	-70,3	-7,8	-12,7
S- 6	Vertiente	Vertiente	-11,7	-94,6	-0,8	-7,9
S- 7	Estero	Estero	-12,2	-93,4	3,8	-3,6
S - 8	Humedal	Humedal	-10,8	-87,5	-1,4	-7,9
S-10	Vertiente	Vertiente	-13,3	-97,1	9,3	1,3
S-12	Río Aysén	Río	-9,4	-77,5	-2,3	-8,1
S-13	Río Simpson	Río	-11,9	-85,8	9,7	2,5
S-14	Vertiente	Vertiente	-11,0	-77,4	10,4	3,7
S-15	Pozo (P: 3.0 m)	Pozo	-9,2	-68,6	4,8	-0,8
S-16	Lago Churrascho	Lago	-10,0	-76,5	3,2	-2,9
S-17	Pozo (P: 4.0 m)	Pozo	-14,1	-97,9	14,5	6,1
S-18	Vertiente	Vertiente	-12,8	-94,5	7,7	0,0
S-19	Lago Frío	Lago	-9,9	-81,5	-2,6	-8,6
S-20	Pozo (P:1.5 m)	Pozo	-13,4	-104,0	2,9	-5,1
S-21	Laguna Los Cóndores	Laguna	-2,1	-38,4	-21,7	-23,4
S-23	Río Coyhaique	Río	-12,7	-96,5	5,2	-2,5
S-24	Humedal	Humedal	-7,0	-69,4	-13,2	-17,7
S-25	Laguna Escondida	Laguna	-8,4	-74,6	-7,5	-12,7
S-26	Estero Chinchao	Estero	-12,0	-88,3	7,8	0,5
S-27	Río Baguales	Río	-12,4	-96,3	2,6	-4,9
S-28	Estero	Estero	-11,7	-87,0	6,7	-0,4
S-29	Laguna Baguales	Laguna	-11,8	-83,0	11,2	4,1
S-30	Vertiente	Vertiente	-11,6	-90,9	1,5	-5,5
S-31	Vertiente	Vertiente	-11,9	-86,2	9,0	1,8
S-32	Pozo (P:3.0 m)	Pozo	-10,9	-80,1	7,1	0,5
S-33	Pozo (P:4.2 m)	Pozo	-12,1	-81,5	15,3	8,0
S-34	Pozo (P:4.0 m)	Pozo	-11,7	-90,9	2,7	-4,4
S-35	Vertiente	Vertiente	-12,0	-91,7	4,3	-3,0
S-36	Pozo (P:1.0 m)	Pozo	-13,0	-94,3	9,7	1,9
S-37	Río Simpson	Río	-13,3	-97,9	8,5	0,5
S-38	Estero	Estero	-14,2	-97,2	16,4	7,9
S-39	Humedal	Humedal	-0,8	-28,6	-22,2	-23,1
S-40	Pozo (P 3.5 m)	Pozo	-12,9	-89,4	13,8	6,0
S-41	Estero Las Nieves	Estero	-11,1	-82,9	5,9	-0,9
S-42	Pozo (P:6.0 m)	Pozo	-10,6	-87,6	-3,1	-9,5
S-43	Laguna Sea	Laguna	-9,7	-77,7	0,3	-5,7
S-44	Pozo (P:2.6 m)	Pozo	-12,4	-89,4	9,5	2,0
S-45	Laguna Mallines	Laguna	-12,5	-93,5	6,7	-0,9
S-46	Laguna Venus	Laguna	-12,2	-82,4	14,9	7,5
S-47	Laguna Foitzick	Laguna	-9,2	-81,0	-7,7	-13,4
S-48	Pozo (P:3.0 m)	Pozo	-11,8	-94,5	-0,1	-7,2

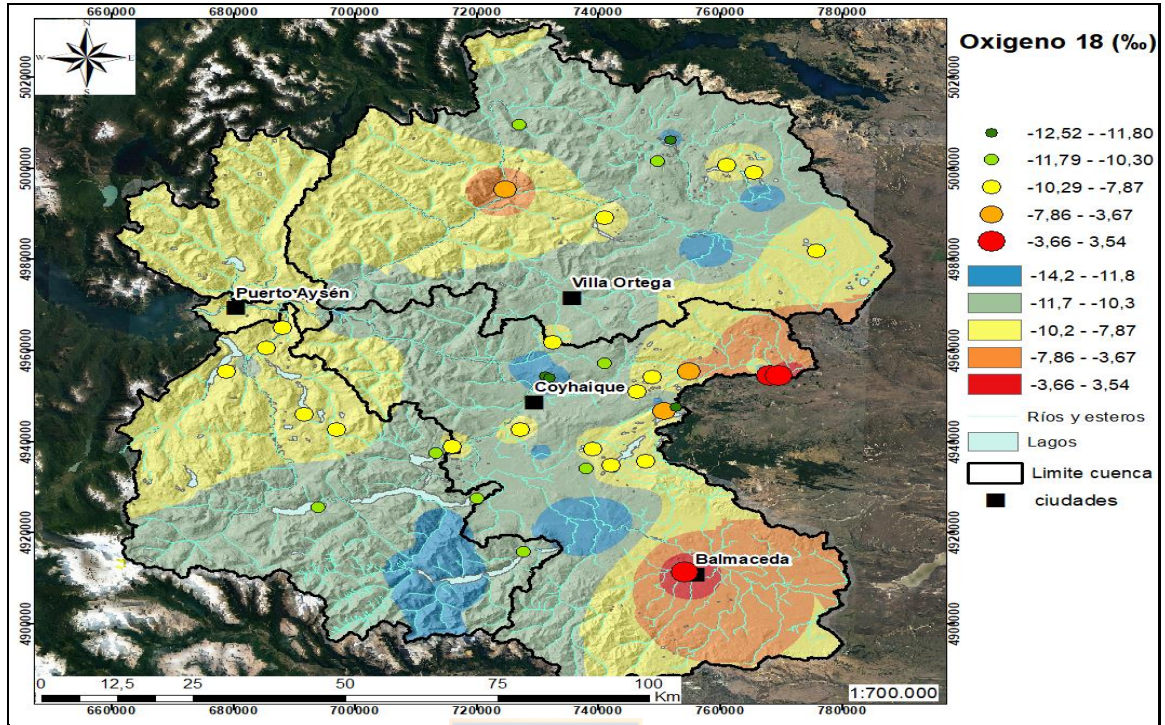


Figura 5 Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) de las muestras de lagos y lagunas de la cuenca del río Aysén.

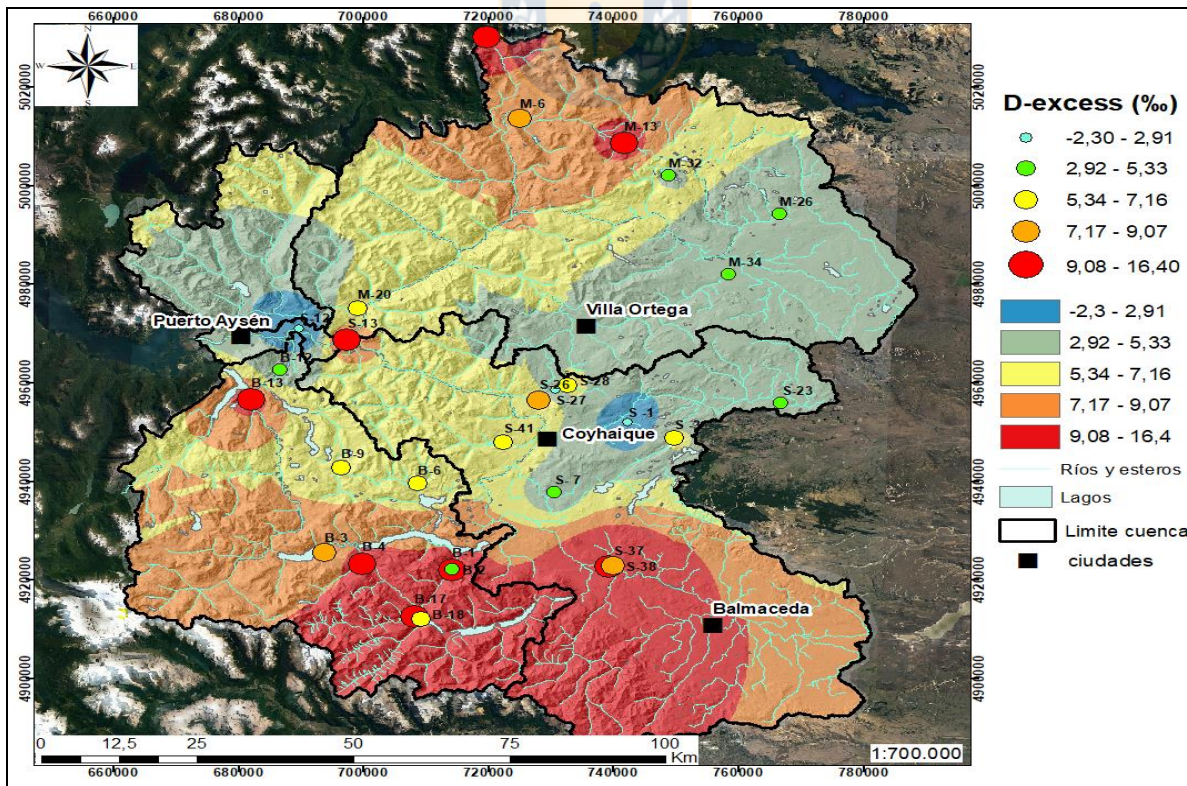


Figura 6. Distribución del exceso de deuterio de las muestras de agua de esteros y ríos.

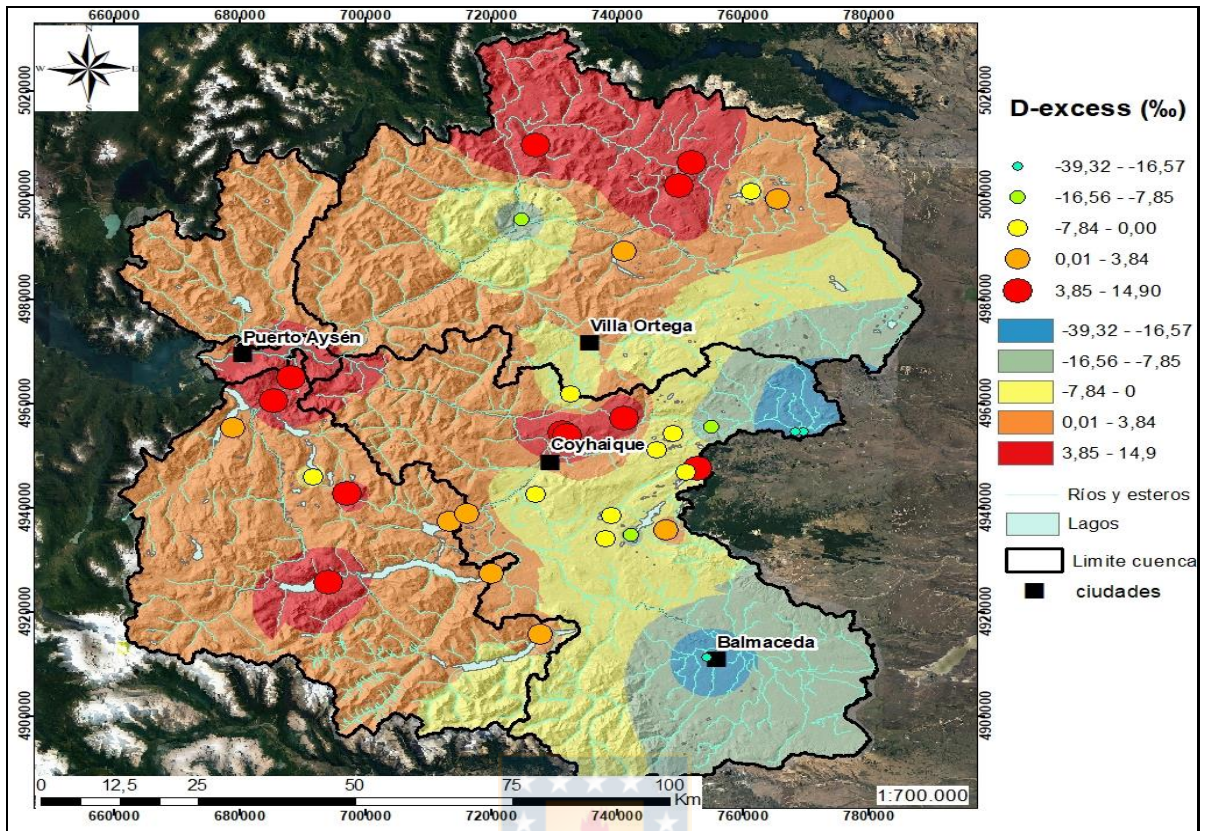


Figura 7. Distribución espacial del d-exces de aguas lenticas en la cuenca del río Aysén.

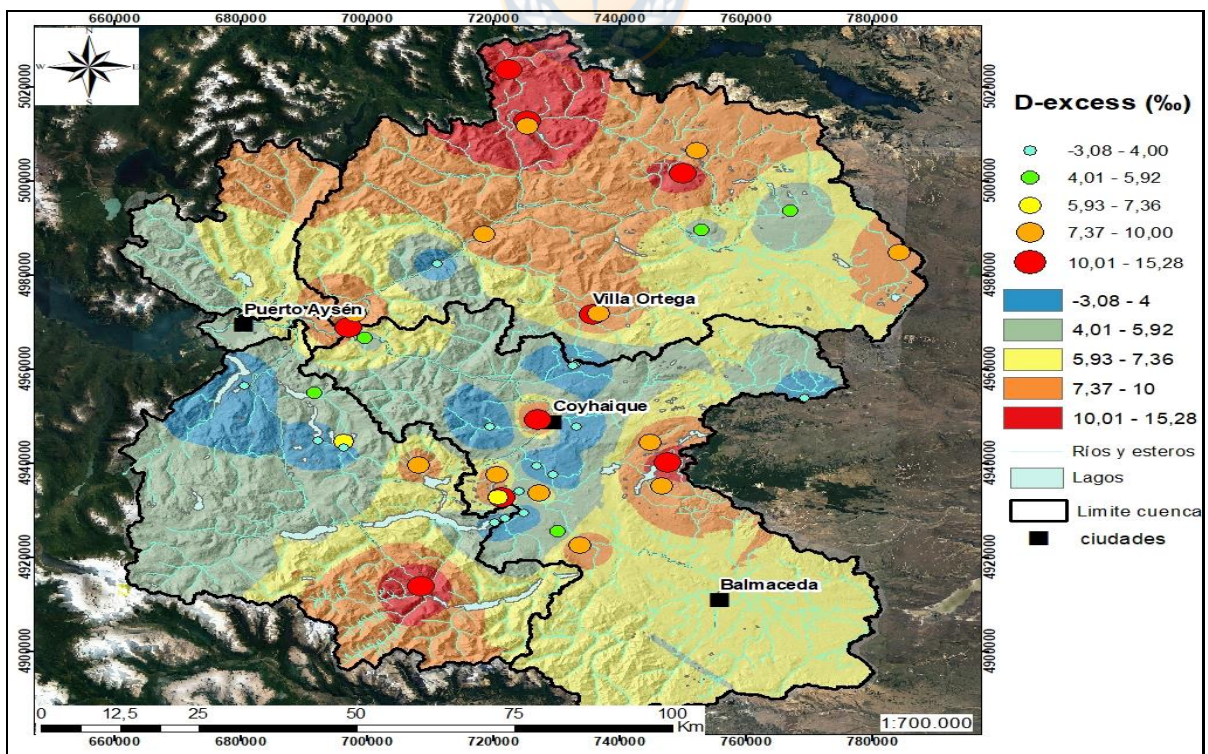


Figura 8. Distribución del exceso de deuterio de aguas subterráneas.



73°0'0"W

72°30'0"W

72°0'0"W

71°30'0"W

MAPA HIDROGEOLOGICO DE LA CUENCA DEL RIO AYSÉN

45°0'0"S

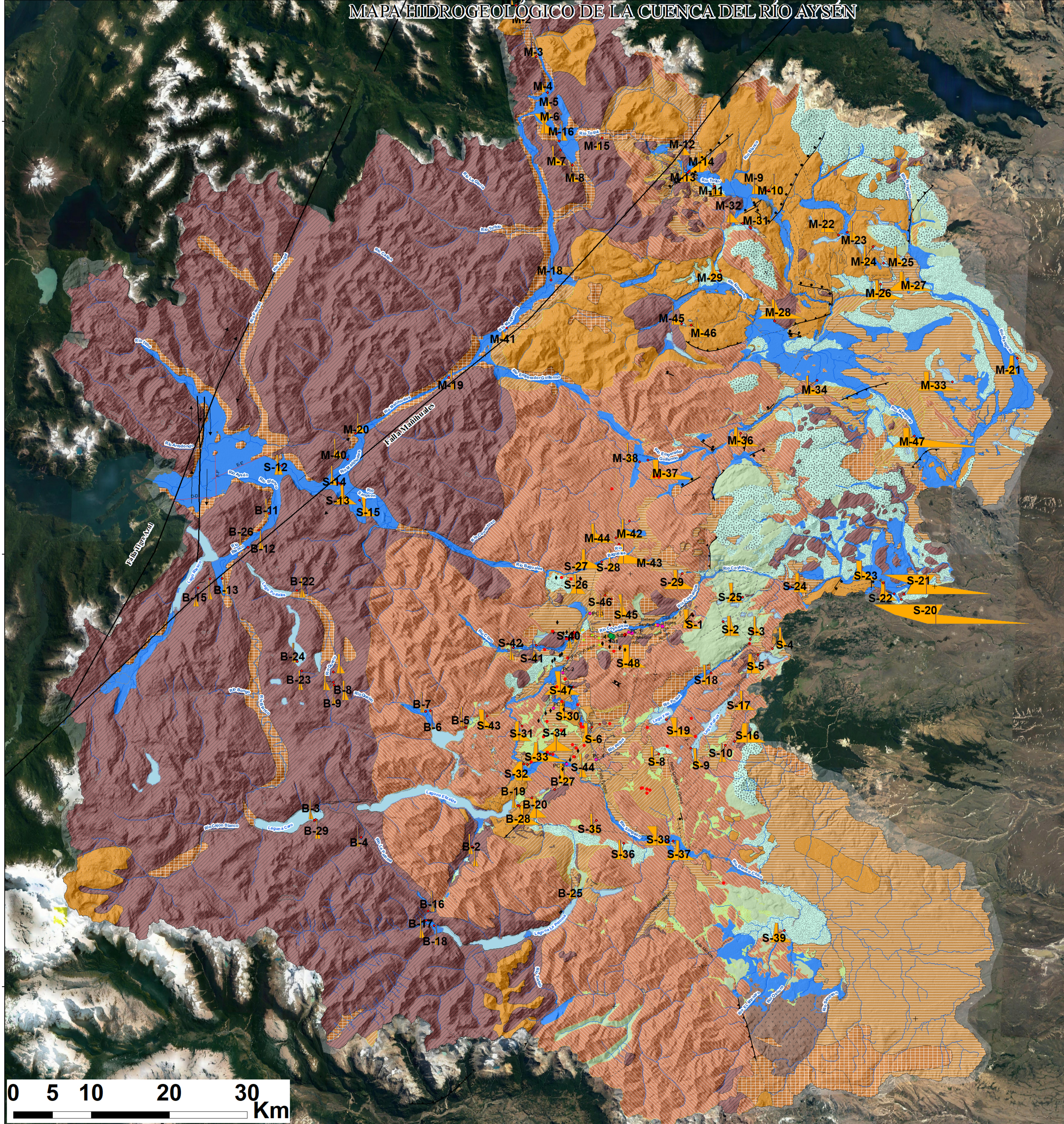
45°30'0"S

46°0'0"S

45°0'0"S

45°30'0"S

46°0'0"S



73°0'0"W

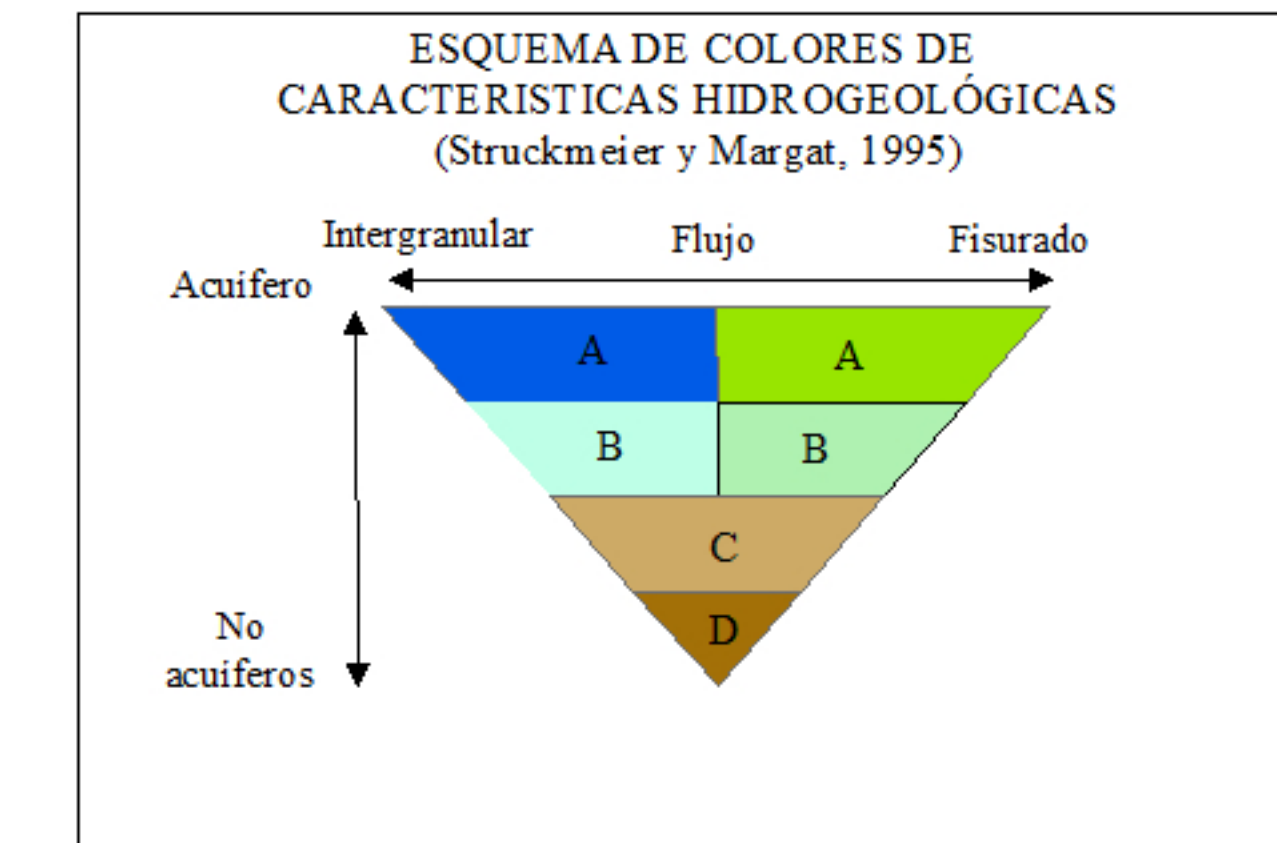
72°30'0"W

72°0'0"W

71°30'0"W

Leyenda

De acuerdo a la clasificación de Struckmeier y Margat (1995) seguida por SERNAGEOMIN se determina el potencial hidrogeológico preliminar de cada formación geológica que considera la litología, pendientes y antecedentes de productividad como parámetros fundamentales. Las unidades clasificadas como A, forman parte de acuíferos productivos relacionándose con depósitos no consolidados principalmente de origen fluvial o glaciofluvial que se encuentran en las planicies de inundación actuales o terrazas fluviales más bajas, en varias ocasiones con conexión con el cauce actual. Las unidades B de bajo potencial, son aquellos depósitos no consolidados de limitada extensión y potencia como depósitos fluviales y glaciofluviales de valles secundarios, depósitos deltaicos, eólicos y remoción ubicadas en bajas pendientes en contacto con las unidades A. Las unidades clasificadas como C de bajo a muy bajo potencial hidrogeológico, incluyen a unidades de rocas consolidadas con una porosidad secundaria importante, como también depósitos sedimentarios no consolidados, con gran contenido de finos, solo para uso como norias o pozos de muy bajo caudal. Finalmente, las unidades D, son todas aquellas formaciones de roca consolidada, cuya porosidad se encuentra relacionada a fisuras de forma local, pero al encontrarse en altas pendientes dificulta la recarga, considerándose como de escaso o nulo potencial hidrogeológico.

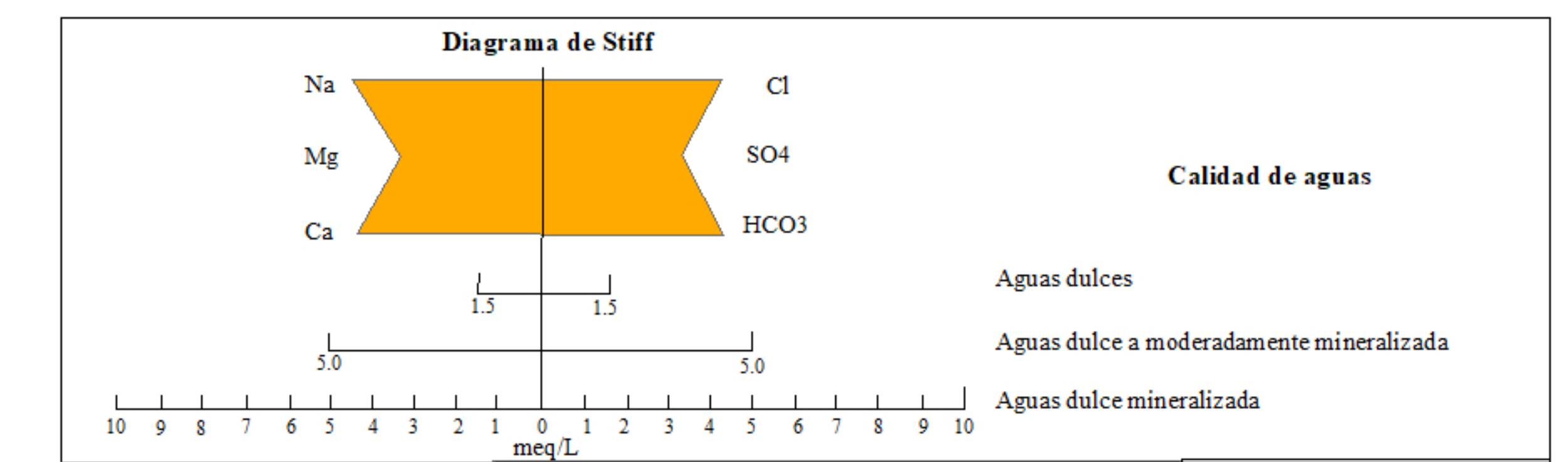


Unidades Hidrogeológicas en Depósitos No Consolidados.

Unidad Hidrogeológica	Potencial Hidrogeológico	Características generales
Unidad I	A	Se constituyen principalmente de gravas y gravas arenosas de origen fluvial, aluvial y glaciofluvial localizadas en las llanuras de inundación y terrazas cercanas a los cauces de los ríos de mayor orden, especialmente en sus zonas de confluencia, donde alcanzan espesores importantes.
Unidad II	B1	Depósitos de gravas, gravas arenosas y arenas con contenidos de limos y arcillas variable. Sus extensiones y espesores son limitados en un rango de 2 a 30 m. Se localizan en sectores de piedemonte o terrazas altas, formando en muchas ocasiones acuíferos pobres colgados.
Unidad III	B2	Se conforman de depósitos semiconsolidados a no consolidados de conglomerados intercalados con areniscas conglomeráticas correspondiendo a la Formación la Galera. También a las Gravas de la Meseta Boscosa, las que corresponde a gravas con distintas proporciones de arenay limo.
Unidad IV	C1	Se forman por depósitos de origen glacial de distribución granulométrica heterogénea, con porcentajes variables desde bloques erráticos, grava y arenas, en matriz de limo y arcilla. De este modo, forman acuíferos de escasa productividad o acuíferos. Los pozos y norias de estas unidades, son de escasa productividad.
Unidad V	C2	Se constituye de depósitos coluviales y de remoción en masa en posiciones de taludes y vertientes. Sus captaciones son de escasa productividad.
Unidad VI	D1	Consiste en tobas y flujos piroclásticos mal consolidados y delamables de la Formación Oscura. Además de los depósitos lacustres y glaciolacustres ricos en finos. La baja o nula porosidad y permeabilidad de común en acuíferos y acuícluidos.

Unidades Hidrogeológicas consolidadas

Unidad VII	B3	Se constituye rocas volcánicas de composición principalmente basálticas pertenecientes a la Formación el Toro y Basaltos Balmaceda. Posee alto grado de fracturamiento con diadamiento.
Unidad VIII	C3	Se conforma de las rocas volcánicas de composición principalmente ácida e intermedia de la Formación Ibañez. Posee sectores de alto fracturamiento, junto a rangos de resistividades anómalas en el subsuelo, posee altas probabilidades de constituir un acuífero de importancia.
Unidad IX	C4	Se conforma de las formaciones pertenecientes al Grupo Coyhaique. Los SEV poseen resistividades entre 60 a 200 ohm/m en algunas localidades, presentando altas probabilidades de estar saturadas en agua. Tal es el caso del Fm. Katterfeld, con afloramientos muy fracturados, observándose vertientes en los taludes. Sin embargo, perforaciones exploratorias no han encontrado un aporte significativo.
Unidad X	C5	Se constituye principalmente de brechas volcánicas pertenecientes a la Formación Divisadero. Si bien son bien compactas y poseen baja meteorización, posee pozos activos en zonas de fallas.
Unidad XI	D2	Rocas de origen intrusivas de cordones montañosos con pendientes considerable. La ubicación topográfica favorece el escurrimiento a través de vertientes o laderas, desde inclinantes zonas permeables, generadas por fracturamiento o meteorización. Poseen en general una porosidad primaria nula y una alta competencia estructural.



Estudios de prospección

- ERT
- TEM
- SEV
- sondeos
- Pozo profundo
- pozos someros y norias
- Perfiles gavimétricos

Declinación Magnética

10°73' E

Declinación magnética (2017) (aproximada) Variación anual 4'W

Mapa Hidrogeológico de la Cuenca del Río Aysén

Autor: Pablo Morales Vásquez.

Escala: 1:190.000

WGS 1984