



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOGRAFÍA

**DINÁMICA INTEGRAL DE LOS RECURSOS HÍDRICOS
DE LA CUENCA DEL RÍO SENGUER**

LIC. FACUNDO SCORDO

DIRECTORA: DRA. MARÍA CINTIA PICCOLO

CO DIRECTOR: DR. GERARDO M. E. PERILLO

BAHIA BLANCA

ARGENTINA

2018

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geografía, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Instituto Argentino de Oceanografía, dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) - Universidad Nacional del Sur durante el período comprendido entre el 10 de mayo de 2013 y el 30 de marzo de 2018, bajo la dirección de la Dra. María Cintia Piccolo y la co-dirección del Dr. Gerardo M. E. Perillo.

Lic. Facundo Scordo

CONICET - Instituto Argentino de Oceanografía
Departamento de Geografía y Turismo, Universidad Nacional del Sur
Bahía Blanca



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación
Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/...../..... , mereciendo la calificación de(.....)

A la cuenca del río Senguer

AGRADECIMIENTOS

A la Comisión Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por la becas de Posgrado Tipo I y al proyecto Sensing the Americas' Freshwater Ecosystem Risk (SAFER) from Climate Change por la beca de proyecto que me permitió desarrollar la presente investigación.

A mis directores de tesis, la Dra. M. Cintia Piccolo y el Dr. Gerardo M. E. Perillo, por ofrecerme la posibilidad de trabajar en una temática y un área que me ha atrapado por completo. Por dirigirme a lo largo de este trabajo. Por la confianza depositada durante estos años y especialmente por las posibilidades brindadas para conocer el mundo de la investigación internacionalmente.

Al Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) por el lugar de trabajo.

Al Departamento de Geografía y Turismo de la Universidad Nacional del Sur y sus autoridades, por ser la casa de estudios que me aceptó en su programa de doctorado.

Al Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) CRN3038, financiado por la US National Science Foundation (Grant GEO-1128040) y a los proyectos IAI-CONICET y PGI de la Universidad Nacional del Sur con los cuales se pudo financiar la investigación.

Al proyecto SAFER y a Global Lake Ecological Observatory Network por el financiamiento para asistir a reuniones científicas internacionales que ampliaron mi conocimiento y red de contacto en lo referente al tema de investigación.

A los "Salieri de Musters" (Walter D. Melo y Carina Seitz) que fueron una gran compañía en los más de 15.000 km de viaje de campo y que remaron conmigo en invierno en el lago Fontana. A Cari por enseñarme geomorfología, por leer, escuchar y discutir cada uno de los resultados y por ser una gran compañera de trabajo y de la vida. A Walter por proporcionarme valiosos consejos geográficos, cartográficos y geomorfológicos y sobre todo por ser un gran amigo.

Al Ing. Carlos Cadiboni (Instituto Provincial del Agua), por proveerme el acceso al terreno en zonas exclusivas para poder realizar los muestreos y por su interés en la investigación. A la Ing. Sandra E. Szlapelis (Agencia de Extensión Rural Sarmiento INTA) por ser el nexo con los actores claves de la cuenca. A los señores Ricardo Espinoza (pescador artesanal lago Musters), Omar Mongilardi (Secretaría de Pesca Continental de Chubut, sede Alto Río Senguer) y Pedro Olivera (Secretaría de Pesca Continental de Chubut, sede Dique Florentino Ameghino) por su tiempo en cada visita al terreno, por proveerme de apoyo logístico (embarcaciones, camionetas, cuatriciclos y motos) para llevar adelante las tareas de campo, por abrirme las puertas de sus casas y brindarme desinteresadamente sus conocimientos, experiencias y ponerme en contacto con otros actores claves de la cuenca.

A los integrantes del grupo de Oceanografía Química del IADO, la Dra. Eleonora Fernández, los Lics. Fabián García y Matías Tartara y especialmente a la Dra. Carla Spetter, por su gran solidaridad en el préstamo de material y equipos de laboratorio, el asesoramiento técnico y teórico.

A la Dra. M. Celeste Lopez Abbate y el Dr. Alejandro J. Vitale por su apoyo en la programación para la aplicación de la metodología de análisis de las series de tiempo.

A la Dra. Mariana I. Zilio por su colaboración para el diseño y análisis de las entrevistas a actores sociales.

A la Dra. M. Laura Rubio por sus conocimientos y aportes cartográficos.

Al Dr. Roberto N. Bustos Caras y la Dra. Alejandra M. Geraldi por sus sugerencias en los enfoques de la geografía regional e histórica.

A la Dra. M. Elizabeth Carbone por sus aportes en geografía física.

Al Dr. Jorge Rabassa por sus revisiones y aporte en la geomorfología de la Patagonia.

Al Dr. Thomas C. Harmon (School of Engineering, University of California Merced) y la Dra. Beverley C. Wemple (Department of Geography, University of Vermont. Burlington, Vermont), por brindarme la posibilidad de realizar pasantías de investigación en sus respectivas instituciones y por abrirme las puertas de sus casas.

A cada una de las personas que forman parte del equipo de trabajo del tercer piso del IADO. En especial a M. Andrea Huamantínco, Paula Costilla, Andrea Brendel y Paula A. Zapperi por el día a día y sus buenos consejos.

A mi familia (los que están y los que se han ido a lo largo de este proceso) y a mis padres especialmente por la comprensión y apoyo.

A la comunidad dependiente de los recursos de la cuenca del río Senguer, para la cual deseo que esta información le resulte relevante e interesante y así sirva para la construcción de un futuro sustentable.

RESUMEN

Los cuerpos de agua responden rápidamente a las variaciones en el ambiente y por ello son considerados “centinelas” de la variabilidad climática y el impacto antrópico. Sin embargo, el efecto conjunto de ambos factores sobre los recursos hídricos es difícil de evaluar debido a que, tanto los impactos en los ecosistemas como sus respuestas, se manifiesta en diversas escalas espaciales y temporales.

En la Patagonia Argentina se encuentra algunos de los lagos y ríos más voluminosos de toda Sud América. Durante el último siglo, el incremento de las temperaturas y la disminución de las precipitaciones nivales, produjeron recesión de los glaciares de alta montaña y cambios en la hidroclimatología regional. Esto disminuyó la cantidad de los recursos hídricos de la zona y, por lo tanto, su disponibilidad para el aprovechamiento antrópico. A su vez, la Patagonia se está poblando en forma significativa debido a nuevos emprendimientos petroleros, mineros e industriales que demandan los recursos y servicios asociados a ríos y lagos y modifican las condiciones prístinas de los ambientes.

En esta tesis doctoral se estudia la dinámica de los lagos y ríos de la cuenca del río Senguer, localizada en el centro de la Patagonia Argentina a diversas escalas espaciales y temporales. Desde la cabecera (en la cordillera de los Andes) hasta la cuenca baja (en el sector oriental de la Patagonia extra-andina) la región presenta diversos gradientes climáticos, geomorfológicos, de cobertura y de usos del suelo y cuerpos de agua distribuidos en distintos sectores de los mismos.

El objetivo general de la investigación fue analizar cómo las influencias climáticas y antrópicas afectan los recursos hídricos de la cuenca. Las hipótesis de trabajo plantean que el cambio y la variabilidad climática produjeron alteraciones en la dinámica hidrogeomorfológica de la región que modificaron en forma integral los cuerpos de agua de la cuenca; y que, si bien la variabilidad climática históricamente ha sido el principal factor que afecta a la dinámica de los cuerpos de agua en la cuenca, en los últimos 120 años esos efectos se han acrecentado debido a las actividades humanas realizadas sin el previo desarrollo de un plan de manejo integral de los recursos hídricos.

Se cartografió la geomorfología regional a partir de cartas topográficas y geológicas a escalas 1:250.000, del modelo de elevación digital Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), imágenes digitales Landsat (5 TM, 7 ETM+ y 8 OLI) y de información recopilada en viajes de campo. Esto permitió determinar cómo ha sido la dinámica de los cuerpos de agua ante los principales cambios geomorfológicos y climáticos desde el Plioceno a la actualidad. La climatología e hidrografía regional actual se estudió a través del análisis de series de tiempo de diferentes variables como la precipitación, evaporación, temperatura,

velocidad e intensidad del viento, caudal y profundidad de los lagos. A su vez, se analizó la evolución interanual de la superficie de los lagos Musters y Colhué Huapí entre 1998-2015 con el procesamiento de imágenes Landsat. Se plantearon modelos de regresión lineal múltiple, de la superficie y profundidad de los lagos Musters y Colhué Huapí. A su vez, se investigó la relación entre el caudal del río Senguer y los principales fenómenos climáticos regionales: la Oscilación Antártica (AAO) y El Niño Oscilación del Sur (ENSO). Se realizaron cuatro campañas de muestreo (otoño, invierno, primavera y verano) entre mayo de 2015 y enero de 2016 con el objetivo de describir las principales características físicas, químicas y biológicas de todos los cuerpos de agua de la cuenca del río Senguer y comprender su dinámica estacional. Por último, se definieron cortes temporales y se realizaron entrevistas semiestructuradas a actores sociales claves de la región para analizar el impacto de las actividades humanas sobre los recursos hídricos.

La cuenca del río Senguer presenta rasgos geomorfológicos que demuestran una activa dinámica hidrológica asociada a levantamientos tectónicos cretácicos, paleógenos y neógenos, a los eventos glaciales pleistocenos y al cambio y la variabilidad climática holocena. Durante el Plioceno y hasta el Holoceno la cuenca se encontraba unificada con al del río Chico. Hasta el Pleistoceno Medio, la divisoria de agua en el área de cabeceras se localizaba al O de sus límites actuales. Sin embargo, las morenas de las glaciaciones del Pleistoceno Medio no fueron erosionadas por glaciaciones posteriores y, aún en la actualidad en gran parte del área de cabeceras, dividen las cuencas que drenan hacia el río Senguer de las que fluyen hacia el océano Pacífico. La captura del río Senguer hacia el “Bajo de Sarmiento” y, por ende, el gran aporte de agua a los lagos Musters y Colhué Huapí se produjo durante el Holoceno Temprano. Desde esa época el agua conectó con el río Chico desde el sector SO del lago Colhué Huapí. Las cuencas de los ríos Senguer y Chico se individualizaron recién a mediados de siglo XX, producto de la viabilidad climática y el impacto antrópico que favoreció la formación de geoformas de acumulación eólica que colmataron el flujo de agua desde el lago Colhué Huapí al río Chico. Desde ese momento, la cuenca del río Senguer es endorreica y el río Chico posee un régimen intermitente.

En la actualidad, la variabilidad climática, asociada al AAO y el ENOS, impacta a los ríos y lagos generando variaciones en su superficie, volumen, y caudal. El caudal del río Senguer se correlaciona con el fenómeno del AAO en la periodicidad intraanual, anual e interanual y con el ENOS a escala intraanual y anual. El AAO controla mayormente la señal anual de la descarga del río. Sin embargo, ante la sucesión de eventos continuos de eventos Niñas, como los ocurridos entre 1998-2000 y 2010-2012, el caudal disminuye y decrece el área y la profundidad de los lagos.

La calidad del agua de los ríos y lagos a lo largo de la cuenca del río Senguer varía espacial y estacionalmente, relacionado con las condiciones climáticas, litológicas y de

cobertura y uso del suelo. La concentración de sedimentos en suspensión, conductividad eléctrica y salinidad aumenta a medida que el curso va a travesando los sectores más impactados por el hombre, mientras que el pH se mantiene levemente alcalino a lo largo del año en todos los cuerpos de agua. Los valores de todas esas variables siempre se encuentran dentro de los límites esperados para el desarrollo de la vida acuática y el consumo humano. El oxígeno disuelto durante el verano en el lago Musters alcanza valores cercanos al límite inferior que permite la vida de los salmónidos. La mayor concentración de nutrientes sumado a las elevadas temperaturas de la región extra-andina durante el verano favorecen el desarrollo del fitoplancton en el lago Musters cuya concentración de Cl a es 10 veces más grande que en el lago Fontana.

El desarrollo de diversas obras de infraestructura tendientes al manejo del agua junto a la percepción de los tomadores de decisión en cuanto a la prioridad en el uso del recurso hídrico, ha incrementado el impacto natural que sufren los ecosistemas. Esto produjo cambios geomorfológicos de importancia como la individualización de las cuencas de los ríos Senguer y Chico a partir de 1940 y la desecación casi total del lago Colhué Huapí en el año 2016.

En conclusión, la problemática de los recursos hídricos de la región está mayormente ligada a la disponibilidad del agua y no a su calidad. En la tesis se propone que la implementación de un plan de manejo de los recursos hídricos permitiría a la sociedad mitigar los impactos de la variabilidad climática y asegurar un flujo de agua que permita el normal desarrollo de las actividades socioeconómicas así como la permanencia de todos los cuerpos de agua de la cuenca del río Senguer. Además, se sugiere el análisis de factibilidad de obras de infraestructura que permitan la acumulación de agua en la cuenca alta, así como el cambio en los sistemas de riego en el “Bajo de Sarmiento”. Finalmente, se considera de gran importancia continuar con los monitoreos de alta resolución temporal de todas las variables climáticas e hidrográficas.

ABSTRACT

Water bodies respond quickly to changes in the environment and therefore are considered "sentinels" of climate variability and anthropic impact. Unfortunately, the joint effect of these factors on water resources is difficult to assess because both the impacts and the response of ecosystems manifest at different spatial and temporal scales.

In Argentine Patagonia, there are some of the largest lakes and rivers of South America. During the last century, the increase in temperatures and the decrease of the snow deposition produced recession of the mountains glaciers and changes in the regional hydrology. Consequently, the water resources in the area decreased and, therefore, its availability for anthropic use. Also, Patagonia is being populated in a significant way due to new oil, mining and industrial ventures that demand the resources and services provided by rivers and lakes and modify the pristine conditions of the environments.

In this doctoral thesis the dynamics of the lakes and rivers of the Senguer River basin will be studied at different spatial and temporal scales. The watershed is located in the center of Argentine Patagonia. From the headwaters (in the Andean range) to its end (in the eastern part of extra-Andean Patagonia) the basin presents climatic, geomorphological, land cover, and land use gradients and water bodies distributed across them.

The main objective of the research was to analyze how climatic and anthropic influences affect the water resources of the basin. The hypotheses suggest that the climate change and variability produced alterations in the hydrogeomorphological dynamics of the region that modified the water bodies of the watershed integrally; also, although climate variability has historically been the main factor affecting the dynamics of water bodies in the basin, in the last 120 years these effects have increased due to human activities carried out without the prior development of a comprehensive management plan for water resources.

The regional geomorphology was mapped using topographic and geological sheets at 1: 250,000 scales, the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) digital elevation model, Landsat digital images (5 TM, 7 ETM + and 8 OLI) and fieldwork information. The regional geomorphology allowed to determine how the dynamics of water bodies have been in the face of the main geomorphological and climatic changes since the Pliocene to the present. Also, time series of different variables such as precipitation, evaporation, temperature, wind speed and intensity, flow and level of the lakes, were analyzed to study the current regional climatology and hydrography. Landsat images were processed to analyze the interannual surface fluctuations of the Musters and Colhué Huapí lakes between 1998 and 2015. Multiple linear regression models of the surface and depth of the Musters and Colhué Huapí lakes were proposed. Moreover, the relationship between the

Senguer River discharge and the main regional climatic phenomena (the Antarctic Oscillation (AAO), and El Niño-Southern Oscillation (ENSO)) was investigated. Four sampling campaigns (autumn, winter, spring, and summer) were conducted between May 2015 and January 2016 with the objective of studying the main physical, chemical and biological characteristics of all the water bodies of the Senguer River basin and their seasonal dynamics. Finally, temporary cuts were defined, and semi-structured interviews were carried out with key stakeholders of the region to analyze the impact of human activities on water resources.

The Senguer River basin presents geomorphological features that demonstrate an active hydrological dynamics associated with Cretaceous, Paleogene and Neogene tectonic uplifts, Pleistocene glacial events and Holocene climatic change and variability. During the Pliocene and until the Holocene Senguer and Chico rivers basins were a single watershed. Until the Middle Pleistocene, the basin boundary at the headwaters was located at the W of its current limits. However, the moraines of the Middle Pleistocene glaciations were not eroded by later glaciations and, even currently, at the headwaters area, they divide the watersheds that drain into the Senguer River from those that flow into the Pacific Ocean. The capture of the Senguer River towards the "Bajo de Sarmiento" and, therefore, the large contribution of water to the Musters and Colhué Huapí lakes took place during the Early Holocene. Since then, the water connected with the Chico River from the SW sector of Colhué Huapí Lake. The Senguer and Chico rivers basins separated in the mid-twentieth century, as a result of climatic variability and the anthropogenic impact that favored the formation of aeolian landforms that clogged the water flow from Colhué Huapí Lake to Chico River. Since then, the Senguer River basin is endorheic, and the Chico River has an intermittent regime.

At present, climate variability, associated with the AAO and the ENSO, impacts the rivers and lakes, generating variations in their surface, volume, and flow. The Senguer River discharge correlates with the AAO in the intraannual, annual and interannual periodicity and with the ENOS at the intraannual and annual scales. The AAO controls the annual signal of river discharge. However, after continuous la Niña events, such as those that occurred between 1998-2000 and 2010-2012, Senguer River flow decreases and consequently decrease the area and depth of the lakes.

The water quality of the rivers and lakes of the Senguer River basin varies spatially and seasonally, related to the climatic, lithological, land coverage, and land use features of the watershed. The concentration of suspended sediments, electrical conductivity and salinity increases as the river flows through the sectors with most anthropic impact, while the pH remains slightly alkaline throughout the year in all bodies of water. The values of all these variables are always within limits expected for the development of aquatic life and

human consumption. Dissolved oxygen during summer in Lake Musters reaches values close to the lower limit that allows the presence of salmonids. The greater concentration of nutrients together with the high temperatures of the extra-andean region during the summer favor the development of phytoplankton in the Musters Lake which Chl a concentration is ten times larger than in Fontana Lake.

The anthropic activities together with the perception of decision makers regarding the priority in the use of water resources have increased the natural impact on the ecosystems that climatic variability generates. The anthropic impact produced extreme geomorphological changes such as the individualization of the Senguer and Chico river basins since 1940 and the almost total desiccation of the Colhué Huapí Lake in 2016.

In conclusion, the problem of water resources in the region is mainly linked to the availability of water and not to its quality. In the thesis, it is proposed that the implementation of a water resources management plan would allow society to mitigate the impacts of climate variability and ensure a river discharge that allows the sustainable development of socio-economic activities as well as the permanence of all water bodies of the Senguer river basin. Also, it is suggested an analysis of infrastructure that allows the accumulation of water in the upper basin, as well as the change in the type of irrigation systems in the "Bajo de Sarmiento." Finally, it is considered of great importance to continue monitoring with a high temporal resolution all the climatic and hydrographic variables.

ÍNDICE

PREFACIO	I
AGRADECIMIENTOS.....	V
RESUMEN.....	VII
ABSTRACT	XI
ÍNDICE	XV
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
Área de Estudio	5
La cuenca del río Senguer.....	5
Climatología e hidrografía.....	6
Cobertura del suelo	6
Lagos	7
Importancia socioeconómica de los recursos hídricos	9
Hipótesis de Trabajo	11
Objetivos.....	11
CAPÍTULO 2. GEOMORFOLOGÍA DE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS SENGUER Y CHICO.....	13
Introducción	13
Antecedentes tectónicos y climáticos que han influenciado la geomorfología del área de estudio.....	14
Áreas de estudio.....	19
“Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”	21
“Bajo de Sarmiento”	22
“Cuenca media y baja del río Chico”	22
Materiales y métodos.....	23
Resultados.....	25
“Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”	25
“Bajo de Sarmiento”	49
“Cuenca media y baja del río Chico”	62
Dinámica hidrogeomorfológica integrada de las cuencas de los ríos Senguer y Chico (Plioceno Tardío – Holoceno).....	71
Plioceno Tardío	71
Pleistoceno Temprano.....	71
Pleistoceno Medio – Holoceno Temprano	733
Holoceno Temprano	73
Holoceno Medio – 1900.....	74
1900 - Presente	74
Conclusión	74
CAPÍTULO 3. CLIMATOLOGÍA E HIDROGRAFÍA REGIONAL DE LA CUENCA DEL RÍO SENGUER.....	77
Introducción	77
Materiales y métodos.....	78
Resultados.....	79
Temperatura del aire	79
Precipitaciones	81
Evaporación (Cuenca Baja)	82
	XV

Viento	83
Caudal del río Senguer	84
Discusión	86
Conclusión	90
CAPÍTULO 4. FLUCTUACIONES DE LAS ÁREAS Y EL NIVEL DE LOS LAGOS MUSTERS Y COLHUÉ HUAPÍ ASOCIADA A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA E HIDROLÓGICA (1998 - 2015)	91
Introducción	91
Materiales y métodos	94
Cálculo de las áreas de los lagos MU y CH	94
Análisis de la variación de la profundidad del lago MU	94
Análisis de series de tiempo climáticas e hidrológicas	95
Modelos de regresión lineal múltiple del área de los lagos MU y CH y de la profundidad del lago MU	95
Análisis de serie de tiempo mensuales	97
Resultados	99
Evolución interanual de las áreas de los lagos MU y CH	99
Evolución de la profundidad del lago MU	100
Evolución interanual de variables climáticas e hidrológicas relacionada a los flujos de entrada y salida de agua de los lagos	102
Proporción de los flujos	102
Modelos de regresión lineal múltiple del área de los lagos MU y CH y la profundidad del lago MU	104
Relación entre las variaciones en las variables limnimétricas, el caudal y los fenómenos climáticos regionales.	106
Relación entre las fluctuaciones del área del lago CH/profundidad del lago MU, el caudal y los fenómenos climáticos regionales.	111
Discusión	113
Conclusión	117
CAPÍTULO 5. CALIDAD DE AGUA EN LOS LAGOS Y RÍOS DE LA CUENCA DEL RÍO SENGUER	119
Introducción	119
Materiales y métodos	121
Sitios de muestreo	121
Mediciones limnológicas	124
Mediciones en ríos	127
Análisis de los datos	127
Resultados	127
Ríos y lagos de la cuenca del río Senguer	127
Perfiles en los lagos Fontana y Musters	133
Estado trófico de los lagos Fontana y Musters	135
Discusión	138
Conclusión	142
CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN Y SITUACIÓN ACTUAL DEL MANEJO ANTRÓPICO DEL AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO SENGUER	143
Introducción	143
Materiales y métodos	144
Resultados	147
Localidades y actividades antrópicas en la cuenca del río Senguer	147
Historia regional: Esquema evolutivo de los recursos hídricos en el “Bajo de Sarmiento” desde el establecimiento permanente del hombre	150
Discusión	160

El desarrollo endógeno de la cuenca del río Senguer a partir de peligrar la marca territorial de la ciudad de Colonia Sarmiento “Ciudad de los lagos”	163
Conclusión	166
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES	167
REFERENCIAS	173
ANEXO	193

CAPÍTULO 1.

INTRODUCCIÓN

Uno de los principales problemas que enfrenta la sociedad en el siglo XXI es el acceso a suficiente cantidad de agua dulce de buena calidad. Esta representa apenas el 2,53 % de toda el agua del planeta. Solo un tercio del agua dulce se encuentra disponibles para el aprovechamiento antrópico (la mayor parte concentrada en acuíferos subterráneos), los restante dos tercios se encuentran almacenados en glaciares y nieves permanentes. Solo el 0,26 % de agua dulce se encuentra almacenada en lagos y el 0,006 % de agua dulce se encuentra almacenada en ríos (Shiklomanov, 1993). A pesar de representar solo una pequeña proporción del agua dulce disponible, los seres humanos obtienen la mayor parte del agua que consumen de los ríos y lagos.

La dinámica de los cuerpos de agua dentro de una cuenca hidrográfica depende principalmente de la latitud, la topografía, la variabilidad climática, entre otros (Strahler, 1986). En particular, la variabilidad climática se produce por la combinación de factores meteorológicos que acontecen en diferentes escalas espaciales y temporales (Piccolo et al., 2002). Las fluctuaciones climáticas imponen cambios regionales hidro-meteorológicos en ríos, lagos y embalses y, por lo tanto, en los ecosistemas y los servicios que estos prestan a la comunidad. Los impactos de la variabilidad climática sobre la hidrología de los cuerpos de agua se manifiestan como cambios en: la descarga de los ríos, la magnitud y el momento de las inundaciones y sequías y todos los procesos físicos que los caracterizan. La severidad de estos impactos está ligada a la sensibilidad del ecosistema. Cuando se ve afectado el funcionamiento de los mismos, se producen finalmente cambios en una serie de procesos (eutrofización, contaminación, acidificación, proliferación de especies invasoras, sobreexplotación y la destrucción del hábitat) que afectan la calidad y cantidad de agua disponible para el aprovechamiento antrópico (Reyes et al., 2009).

Por otra parte, el hombre hace usos consuntivos y no consuntivos de los recursos hídricos y construye obras de infraestructura para su explotación. La disponibilidad y calidad del agua se encuentra en crisis debido al aumento de la demanda para consumo (producto de la explosión demográfica del último siglo), el aumento de consumo per cápita (debido a la mejora de los niveles de vida) y la contaminación del recurso (por el vertido de residuos industriales químicos, domiciliarios e insumos agrícolas como fertilizantes y pesticidas) (ONU, 2003). Lo cual afecta, principalmente, a las poblaciones más pobres y vulnerables, y a su vez condiciona el acceso a los recursos de las generaciones futuras (ONU, 2003). No obstante, si el aprovechamiento se hicieran bajo el marco de un plan de manejo, el impacto de las actividades mencionadas, así como el de la variabilidad natural de los recursos podría ser eventualmente controlado (UNEP, 2014).

Los cuerpos de agua responden rápidamente a las variaciones en el ambiente y por ello son considerados “centinelas” de la variabilidad climática y el impacto antrópico (Williamson et al., 2008 y 2009; Adrian et al., 2009). Sin embargo, la conexión entre el efecto conjunto de las variaciones climáticas y el impacto antrópico sobre los recursos hídricos es difícil de evaluar debido a que, tanto los impactos como la respuesta de los cuerpos de agua, se manifiesta a diversas escalas (local, regional y global). Además, el valor de los recursos hídricos asociado tanto al uso consuntivo como no consuntivo, varía de acuerdo a las diferencias regionales de la sociedad involucrada en su aprovechamiento. Es por eso que, para comprender la evolución espacio-temporal de los cuerpos de agua dentro de una cuenca hidrográfica se requiere un enfoque multidisciplinario, que aborde aspectos ambientales, socioeconómicos y culturales, de un sistema natural-antrópico estrechamente acoplado.

La Patagonia Argentina se localiza al S del continente Americano y al E de la cordillera de los Andes. En ella se encuentran algunos de los lagos más grandes y profundos de toda Sud América (Quirós y Drago, 1999). La región puede dividirse climáticamente en dos grandes subregiones, la Patagonia extra-andina fría-templada y árida, y la Patagonia Andina fría y húmeda-subhúmeda (Coronato et al., 2017). Ambas subregiones presentan alta sensibilidad a la variabilidad climática, lo cual impacta de manera crítica sobre los recursos hídricos de la región (Dore, 2005; Compagnucci y Araneo 2007; Araneo y Compagnucci 2008). Durante el último siglo, el incremento de las temperaturas y la disminución de las precipitaciones nivales, produjeron recesión de los glaciares de alta montaña (Masiokas et al., 2008; Rabassa, 2010) y cambios en la hidroclimatología regional (Pasquini et al., 2008). Esto disminuyó la cantidad de los recursos hídricos de la zona y por tanto su disponibilidad para el aprovechamiento antrópico.

Por otro lado, la Patagónica Argentina se está poblando en forma significativa debido a nuevos emprendimientos petroleros, mineros e industriales que necesitan los recursos y servicios proveídos por ríos y lagos. Por ejemplo, la necesidad de energía eléctrica requiere la construcción de embalses, las poblaciones en crecimiento necesitan agua potable para consumo, la extracción secundaria de hidrocarburos se realiza utilizando agua, entre otros. Estos aspectos necesariamente modifican las condiciones prístinas de los ambientes.

Debido a las diferentes condiciones climáticas entre el sector andino y extra-andino de la Patagonia argentina, los lagos allí localizados, presentan diferencias importantes en: la profundidad de la termoclina y de la zona fótica, la temperatura del agua de fondo, el tiempo de residencia del agua (Quirós y Drago, 1985 y 1999) y la abundancia y riqueza del fitoplancton (Izaguirre et al., 1990 y 1993). A su vez, los lagos de montaña y llanura de la

región patagónica difieren en su contenido de nutrientes, conductividad y sedimentos disueltos (Quirós y Drago, 1999; Diaz et al., 2007). En los ríos de la Patagonia argentina se ha encontrado que el cambio en el uso del suelo y la urbanización a lo largo de la cuenca modifican la calidad del agua y la comunidad biótica (Bahamonde y Peri, 2012; Miserendino y Masi, 2010).

Estos estudios reafirman que la Patagonia Argentina presenta gradientes geomorfológicos, climáticos y de impacto antrópico importantes, los cuales condicionan las características de sus cuerpos de agua. Por lo tanto, para comprender cómo la variabilidad climática y la actividad de la sociedad afecta a los recursos hídricos, es importante estudiar los cuerpos de aguas localizados en distintos sectores de esos gradientes. Sin embargo, a la actualidad, en la región no hay estudios integrados de lagos y ríos a lo largo de toda una cuenca hidrográfica.

En particular, en esta tesis doctoral se estudiará la dinámica de los cuerpos de agua (lagos y ríos) de la cuenca del río Senguer, localizada en el centro de la Patagonia Argentina (Fig. 1.1). La cuenca del río Senguer tiene su cabecera en la cordillera de los Andes y finaliza en el sector oriental de la Patagonia extra-andina y tiene la particularidad de ser la única en el continente americano donde se puede realizar un análisis del impacto de la variabilidad climática y la actividad antrópica sobre los cuerpos de agua en forma transcontinental. Esto se debe a que, dentro de la misma se presentan una serie de gradientes climáticos (precipitación, temperatura), topográficos y de intensidad de aprovechamiento antrópico. Por otro lado, los cuerpos de agua dentro de ella se encuentran distribuidos espacialmente en distintos sectores de los gradientes. Entre los gradientes se destaca el de precipitaciones: en la región Andina la precipitación anual es aproximadamente 1200 mm/a, mientras que en la extra-andina es 150 mm/a (Fig. 1.1B; SSRH, 2017). En un sector relativamente concentrado (200 km de distancia) se puede estudiar el comportamiento de los cuerpos de agua ante los cambios que ocurren en distintas condiciones climáticas.

Estudios que abarca la totalidad de la cuenca, y engloban aspectos físicos, biológicos, sociales, económicos e institucionales de la región, propician el manejo integrado de sus recursos (Ostrom, 2015). Esto posibilita nuevas vías de solución de problemas de la comunidad y brinda nuevas visiones sobre cómo intervenir, quienes deben hacerlo y cuando lo pueden hacer (Ramakrishna, 1997). En este trabajo se analiza la factibilidad de llevar a cabo un manejo integral y participativo de los recursos hídricos en la cuenca del río Senguer desde el marco teórico de la gobernanza territorial del recurso (Bustos Cara, 2009).

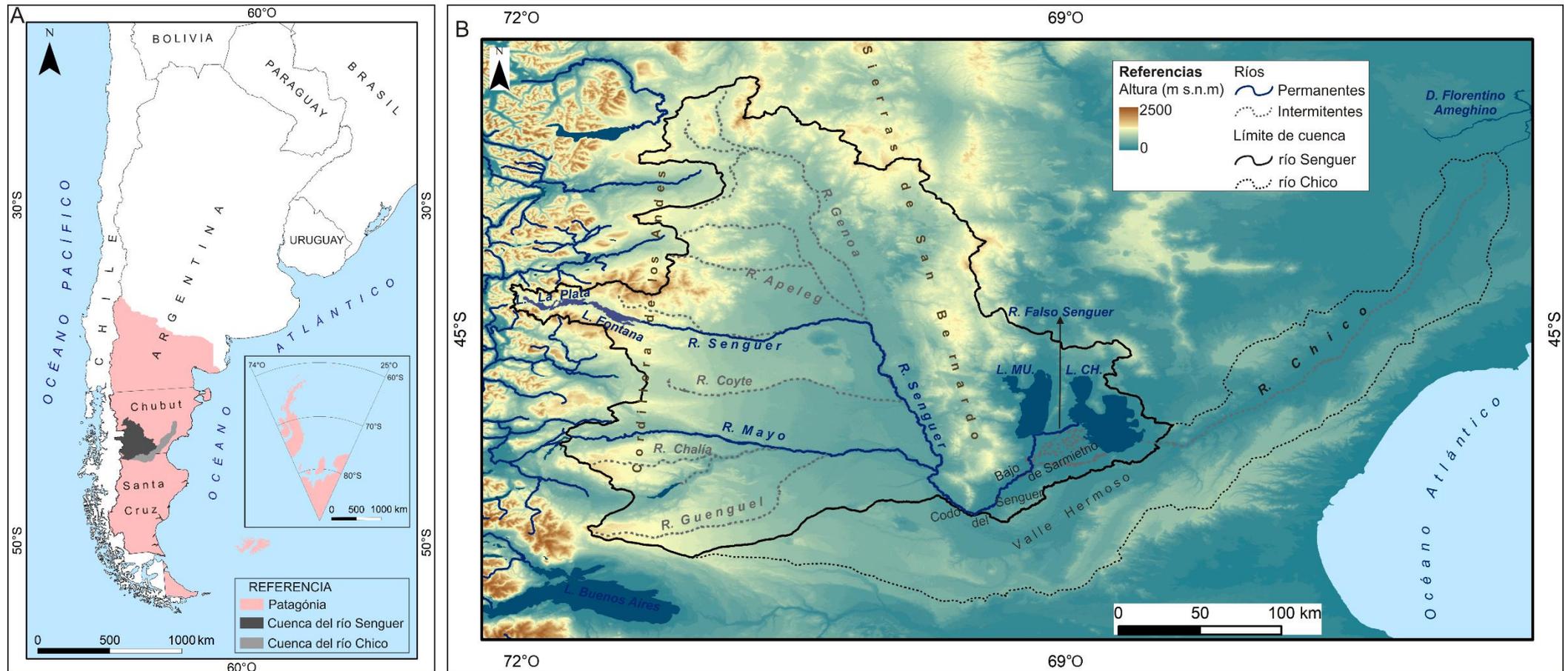


Figura 1.1. Localización de las cuencas de los ríos Senguer y Chico. **(A).** Localización de las cuencas en la Patagonia Argentina. **(B).** Localización detallada de las cuencas de ambos ríos. Se observan la naciente del río Senguer en el lago Fontana y su desembocadura en el lago Musters (MU). También se observa el río Falso Senguer efluente del río Senguer que desemboca en el lago Colhué Huapí (CH), y el río Chico actualmente intermitente. La barra azul (O) - roja (E) representa el gradiente de precipitación dentro de la cuenca. En los Andes la precipitación media anual es aproximadamente 1200 mm, mientras que 50 km al E la media anual es de 350 mm y finalmente alcanza los 100-200 mm al año en la región extra-andina (Valladares, 2004; Coronato et al., 2017).

ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Senguer

La cuenca del río Senguer se caracteriza por ser una de las mayores fuentes de recursos hídricos de la Patagonia Argentina. La misma está localizada al SO de la provincia de Chubut y N de Santa Cruz entre los 43° 36' - 46° 27' S y los 66° 10' - 68° 20' O (Fig. 1.1A). La cuenca tiene una extensión de 42000 km², se emplaza en sentido O-E. Sus nacientes se localizan en la cordillera de los Andes a 2000 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.).

Su principal curso de agua es el río Senguer el cual se origina a 930 m s.n.m. como afluente del lago Fontana, en la cordillera de los Andes (Valladares, 2004; González Díaz y Di Tomasso, 2014). El río escurre en sentido E-O hasta alcanzar el flanco occidental de las sierras de San Bernardo (sistema Patagónides; Ferello, 1969; Barcat et al., 1984) donde se desvía en dirección S. Al final de dicho sistema de sierras (aproximadamente en el paralelo 46° S), sector localmente conocido como el “Codo del Senguer”, el río vuelve a desviarse en dirección NO arribando a la depresión estructural conocida como “Bajo de Sarmiento”. En su recorrido N-S sobre el faldeo occidental de las sierras de San Bernardo el río Senguer recibe el aporte de agua permanente del río Mayo y de diversos cauces de agua de régimen intermitente, entre ellos los principales son los ríos Genoa, Apeleg, Coyte, Chalía y Guenguel (Valladares, 2004).

El río Senguer fluye dentro del lago Musters por su costa S, pero 50 metros antes de dicha desembocadura, parte de su caudal se desvía hacia el E hacia el río “Falso Senguer”. Este último recorre 20 km y desagua en la costa O del lago Colhué Huapí (Fig. 1.1B). Ninguno de los dos lagos posee en la actualidad ríos emisarios y la principal pérdida de agua desde los mismos se produce por evaporación.

Antiguamente desde el lago Colhué Huapí, el agua seguía su curso hacia el océano Atlántico a través del río Chico el cual posee sus nacientes en la costa SE de dicho lago (Fig. 1.1B). Este curso fluvial también recibe aportes del “Valle Hermoso” el cual se estima fue el sector por el cual el río Senguer fluyó antes de su captura por erosión retrocedente en el sector del “Codo del Senguer” (González Díaz y Di Tomasso, 2014) (Fig. 1.1B). El río Chico desemboca en el Dique Florentino Ameghino, el cual desagua hacia el océano Atlántico a través del río Chubut. Sin embargo, la variabilidad climática y la actividad antrópica han desencadenado procesos geomofológicos que han producido cambios en el área de nacimiento del río Chico (Montes et al., 2017). Actualmente este curso de agua se encuentra seco y es drenado parcialmente por precipitaciones locales. Motivo por el cual, se puede distinguir entre la cuenca del río Senguer que es drenada por cauces

permanentes y es de tipo endorreica, y la cuenca del río Chico que posee una extensión de 17500 km², que no posee cauces permanentes y que es de tipo exorreica (Fig. 1.1B).

Climatología e hidrografía

El río Senguer posee un régimen nivo-pluvial, presentando máximos de caudal durante la primavera (Bruniard, 1992). En el sector del “Codo del Senguer”, luego de recibir los aportes de sus principales tributarios, el caudal medio del río es aproximadamente de 51,6 m³/s (SSRH, 2014).

Desde los Andes hasta la región extra-andina donde se encuentran localizado los lagos Musters y Colhué Huapí hay un importante gradiente de precipitación de 1200 a 150 mm/anales de O a E, respectivamente ya que las máximas alturas de la cordillera andina retienen la humedad de los vientos del oeste. Las precipitaciones se concentran durante el período invernal. La temperatura media de toda la cuenca oscila en los 8 °C, sin embargo en la región cordillerana debida a la humedad relativa no se registran grandes amplitudes térmicas, mientras que en el sector extra-andino las amplitudes térmicas son mayores. Los vientos son un factor meteorológico de importancia en la región. Las direcciones predominantes son O-SO. La velocidad promedio es 30 km/h con ráfagas de hasta 100 km/h (Valladares 2004). La evaporación real en la región del “Bajo de Sarmiento” alcanza los 1800 mm/anales (SSRH, 2014).

Cobertura del suelo

Al NO y SE de la región se observa la presencia de escasas masas de hielos permanente (Fig. 1.2). Al O en la cuenca alta el bosque patagónico cubre la cordillera de los Andes (Fig. 1.2), con especies del género *Nothofagus* (ñire, guindo y lenga) (Valladares, 2004). Por debajo de los 1000 m s.n.m, el bosque es sustituido por el pastizal de altura (Fig. 1.2). Hacia el E, debido a la disminución de las precipitaciones el bosques y el pastizal son reemplazados por la estepa patagónica la cual se extiende hasta la costa atlántica (Fig. 1.2). Este tipo de vegetación se caracteriza por la presencia de arbustos (*Adesmia Campestri* y *Mulinum spinosum*) y pastizales xerófilos de distintos géneros (*Poa*, *Festuca*, *Bromus* y *Stipa*) (Valladares, 2004).

En el “Bajo de Sarmiento” se observa el desarrollo de cultivos entre los cuales se incluyen pasturas para ganado (ovino y bovino) y frutales (Fig. 1.2). En distintos sectores de la región se distingue el desarrollo de coberturas asociadas a otros usos antrópicos (urbanas e industriales) (Fig. 1.2). Las plantas urbanas más concentradas se localizan en

la costa atlántica y en el sector del “Bajo de Sarmiento”. Mientras que, yacimientos gasíferos y petroleros se encuentran hacia el S y centro del territorio.

Al igual que toda la Patagonia Argentina, los espejos de agua se encuentran concentrados al O en la Cordillera de los Andes. Sin embargo, como ya se mencionó, en la cuenca del río Senguer se localizan los dos mayor cuerpos de agua de toda la Patagonia extra-andina (Fig. 1.2).

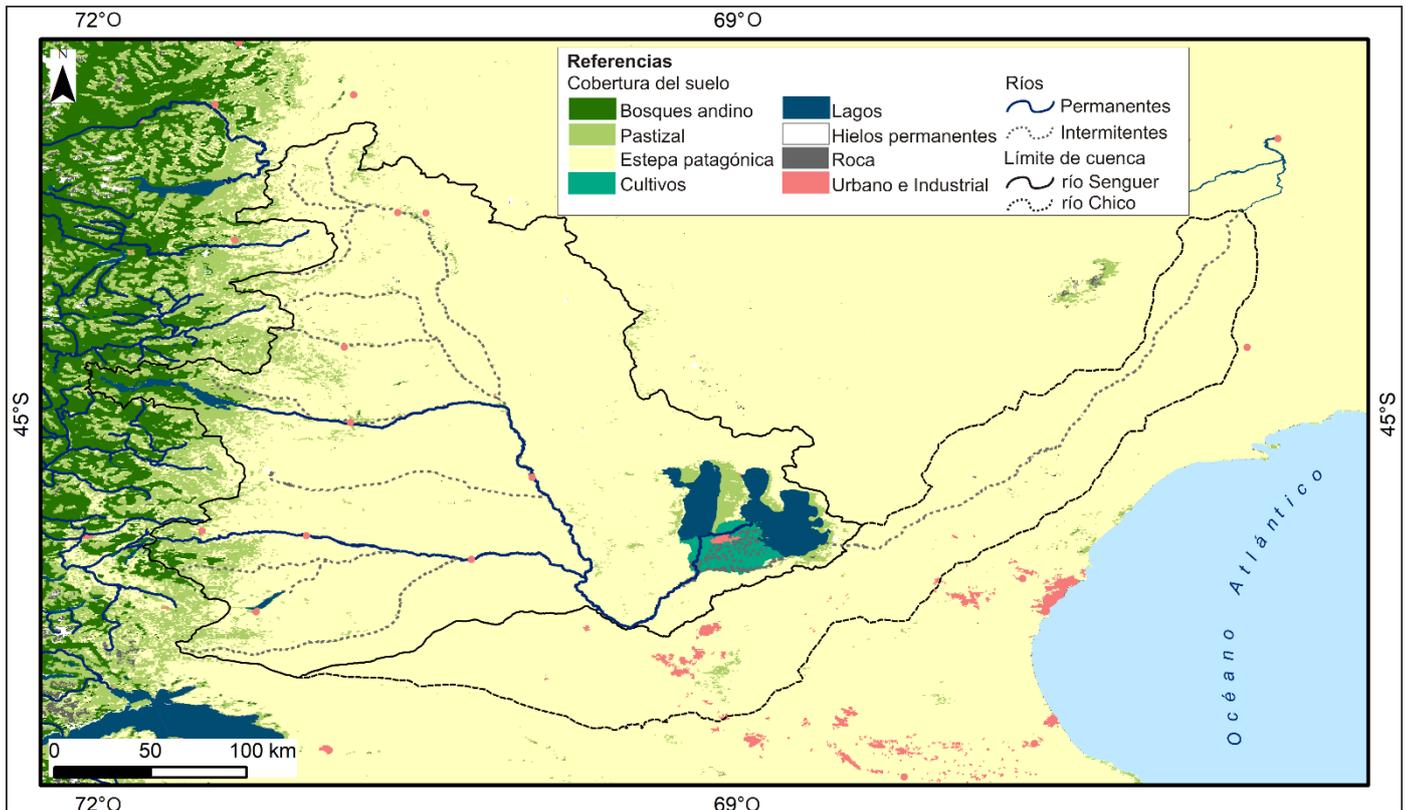


Figura 1.3. Coberturas de suelo de la región

Lagos

Lago Fontana: se localiza a 930 m s.n.m., entre los 44° 51' - 44° 59' S y los 71° 20' - 71° 39' O (Fig. 1.1). Su origen es glaciar (Quirós y Drago, 1999) y se encuentra unido hacia el O con el lago La Plata a través del río Unión. El Fontana tiene una profundidad media de 79 m (Quirós et al., 1988), una línea de costa de 85,2 km de extensión, una superficie de 81,5 km² y un volumen de agua promedio de 6400 hm³ (Tabla 1.1; Quirós et al., 1983; Secretaría de Energía, 2003). Según la clasificación de estado trófico de Carlson y Simpson (1996) es un cuerpo de agua oligotrófico, ya que presenta una concentración de clorofila de 0,28 µg L⁻¹, lectura del disco de Secchi de 14,5 m y una concentración de fósforo total de 5,5 µg L⁻¹ (Quirós, 1988; Secretaría de Energía, 2003).

Lago Musters: se localiza a 270 m s.n.m., entre los 45° 13' - 45° 36' S y los 69° 06' - 69° 22' O, en el "Bajo de Sarmiento" (Fig. 1.1). Su origen es tectónico (González Díaz y Di Tommaso, 2014). La profundidad media del lago es de 20 m, la profundidad máxima de 38,5 m, su línea de costa tiene una extensión de 150 km, su superficie es de 414 km² y su volumen aproximado es de 8280 hm³ (Tabla 1.1; Quirós et al., 1983; Secretaría de Energía, 2003). Según la clasificación de estado trófico de Carlson y Simpson (1996) el lago Musters es mesotrófico debido a que presenta una concentración de clorofila de 7 µg L⁻¹, lectura del disco de Secchi de 3,4 m y una concentración de fósforo total de 29,8 µg L⁻¹ (Quirós, 1988).

Lago Colhué Huapí: se localiza a 258 m s.n.m., entre los 45° 15' - 45° 60' S y los 68° 30' - 68° 59' O, en el "Bajo de Sarmiento" (Fig. 1.1). Si bien su origen es tectónico, luego fue profundizado por acción eólica y fluvial (González Díaz y Di Tommaso, 2014).

El lago tiene una profundidad media de 2 m y máxima de 5,5 m (Quirós, 1988; Secretaría de Energía, 2003). Por su escasa profundidad su extensión areal varía según las condiciones hidroclimáticas. En el año 1983 la superficie del lago fue estimada en 810 km², su línea de costa en 220 km (Tabla 1.1; Quirós et al., 1983) y su volumen de agua en 1600 hm³ (Quiros, 1988; Secretaría de Energía, 2003). Sin embargo, en 2001 su área era de 105 km² (Tejedo 2003, Llanos et al., 2015).

Según la clasificación de estado trófico de Carlson y Simpson (1996) el lago Colhué Huapí es eutrófico, ya que presenta una concentración de clorofila de 17 µg L⁻¹, lectura del disco de Secchi de 0,07 m y una concentración de fósforo total de 608 µg L⁻¹ (Quirós, 1988). Por su escasa profundidad es un ambiente polimíctico, esto genera una elevada turbidez de origen inorgánico y una continua resuspensión de nutrientes hacia la columna de agua, razón por la cual tiene una gran producción de fauna itícola (Marinone et al., 1994).

Tabla 1.1 Características de los lagos Fontana, Musters y Colhué Huapí.

Características del lago	Lagos		
	Lago Fontana (Fo)	Musters (MU)	Colhué Huapí (CH)
Profundidad media (m)	79 ^{a, c}	20 ^{b, c}	2 ^{b, c}
Área (km ²)	81 ^{b, c}	438 ^{b, c}	810-105 ^{c, d}
Línea de costa (km)	85 ^{b, c}	243 ^{b, c}	220-80 ^{c, d}
Volumen de agua (hm ³)	6439 ^b	8280 ^{b, c}	1600 ^{b, c}
Estado trófico	Oligotrófico	Mesotrófico	Eutrófico
Origen	Glaciar	Tectónico	Tectónico y Deflación
Localización (m s.n.m.)	930	270	258

^a Quirós et al., 1988; ^b Quirós et al., 1983; ^b Secretaría de Energía, 2003; ^d Quirós, 1988.

Importancia socioeconómica de los recursos hídricos

Los recursos hídricos de la cuenca del río Senguer son de gran interés para la población de la región. El grado de intensidad de la presión antrópica sobre los mismos aumenta desde la cabecera de la cuenca (lago Fontana y nacimiento del río Senguer) hasta la cuenca baja ("Bajo de Sarmiento", lagos Musters y Colhué Huapí). En los alrededores del lago Fontana y el nacimiento del río Senguer población estable es solo de 40 habitantes, dedicados principalmente a actividades ganaderas y forestales. Durante el verano la presencia temporaria de turistas suman aproximadamente 340 personas por día. La pesca deportiva de salmónidos es el principal atractivo en este sector de la cuenca (SSRH, 2017).

A partir del nacimiento del río Senguer se extrae agua para riego en diversos sectores de la cuenca. El riego se destina principalmente a la producción de pasturas para ganado (ovino y bovino) y de frutales, estos últimos se cultivan especialmente en el "Bajo de Sarmiento" (Valladares, 2004). La extracción de agua del río Senguer y de su principal afluente, el río Mayo, también se destina para el consumo de las poblaciones locales de Alto Río Senguer (1693 habitantes) y Río Mayo (2791 habitantes) (Fig. 1.3).

En la zona del "Codo del Senguer", se extrae agua del río Senguer para empresas petroleras localizadas en el N de Santa Cruz. Por otra parte, desde el lago Musters se ha tendido un acueducto (de 150 km de longitud) que abastece a aproximadamente 245.000 habitantes de distintas localidades de la región. Colonia Sarmiento (11124 habitantes) es la única de esas localidades que se encuentran dentro de la cuenca. El 95 % de la población que consume del agua del lago Musters vive fuera de la cuenca en las localidades de Comodoro Rivadavia (173038 habitantes), Rada Tilly (9100 habitantes) y Caleta Oliva (51773 habitantes) (Fig. 1.3) (INDEC, 2010). Del acueducto también se deriva agua para abastecer a las empresas petroleras localizadas en el SE de Chubut.

En el lago Musters se realiza pesca comercial de especies autóctonas como la "perca" (*Percichthys trucha*) y el "pejerrey patagónico" (*Odontesthes microlepidotus*), y también de especies introducidas como las "truchas" de las variedades "de arroyo" (*Salvelinus fontinalis*) y arcoíris (*Oncorhynchus mykiss*) (Quirós, 1991). La producción anual de la pesca comercial oscila en las 120 t/año (Secretaría de Energía, 2003). Hasta el año 2001 en el lago Colhué Huapí la pesca comercial oscilaba en las 100 t/año (Secretaría de Energía, 2003), pero en la actualidad esta actividad no se realiza en dicho lago. En lo que respecta a la conservación de fauna, el lago Colhué Huapí es de particular interés debido a la presencia de tres especies autóctonas de peces entre las que se destaca la "perca de boca grande" (*Percichthys colhuehuapensis*). Tanto en el lago Musters como en diversos sectores del río Senguer se realiza pesca deportiva.

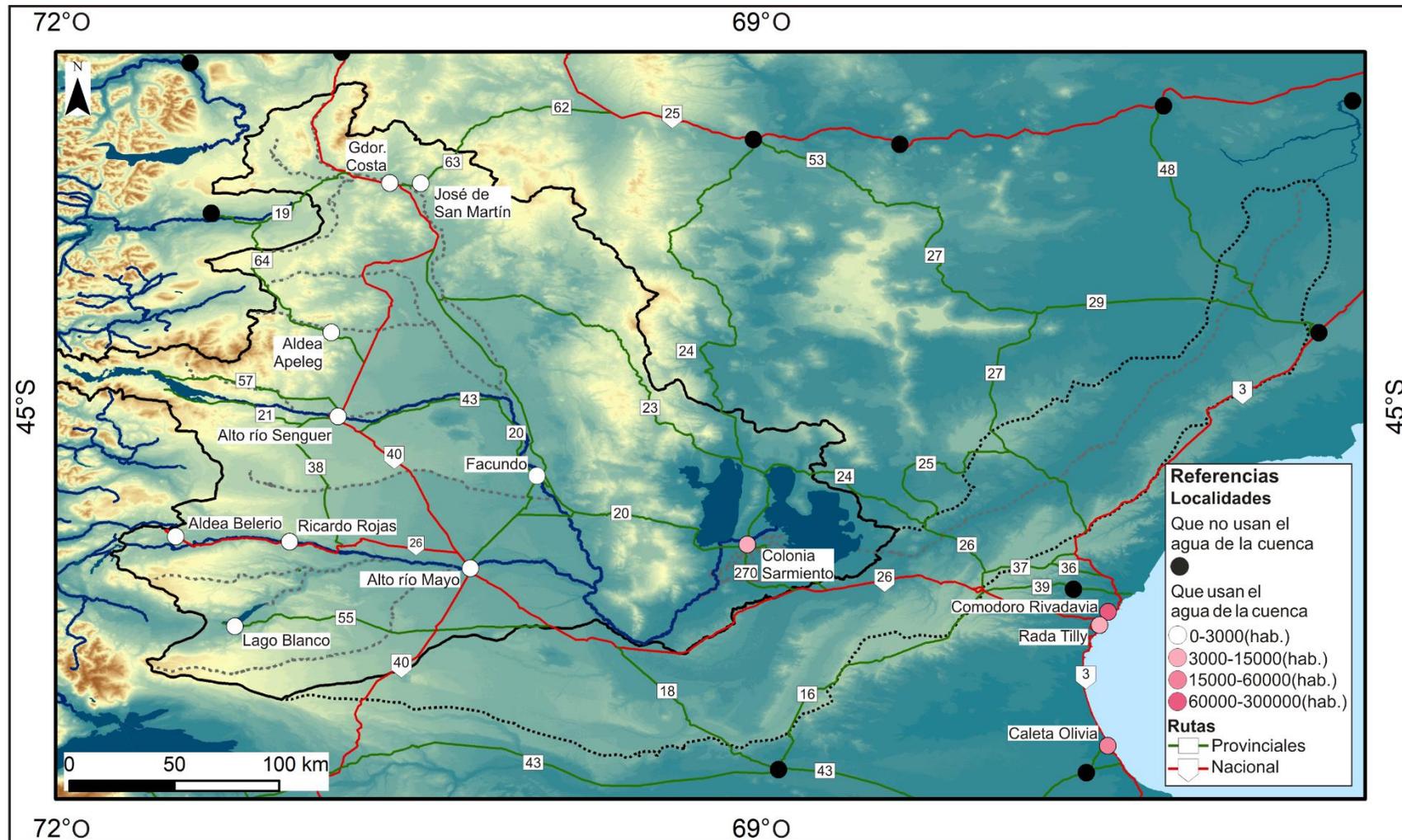


Figura 1.3. Localización de las ciudades que utilizan el agua de la cuenca del río Senguer. A excepción de Colonia Sarmiento el resto de las ciudades localizadas dentro de la cuenca poseen menos de 3000 habitantes. Las ciudades con mayor población que usan el agua de la cuenca se encuentran fuera de la misma.

HIPÓTESIS DE TRABAJO

Las hipótesis de trabajo de esta investigación son las siguientes:

- El cambio y la variabilidad climática global y regional, produjeron y aún producen alteraciones en la dinámica hidrogeomorfológica de la región que modifican en forma integral los cuerpos de agua localizados en la cuenca del río Senguer.

- Si bien la variabilidad climática históricamente ha sido el principal factor que afecta a la dinámica de los cuerpos de agua en la cuenca, en los últimos 120 años esos efectos se han acrecentado debido a las actividades humanas realizadas sin el previo desarrollo de un plan de manejo integral de los recursos hídricos.

OBJETIVOS

El objetivo general de la investigación es analizar cómo las influencias antrópicas y climáticas afectan los recursos hídricos de la cuenca del río Senguer y en especial al río Senguer y los lagos Colhué Huapí y Musters. Para eso se proponen los siguientes objetivos específicos:

- Evaluar la evolución geomorfológica de la cuenca.

- Caracterizar la climatología regional y analizar su efecto sobre la hidrografía del río Senguer.

- Determinar los parámetros hidrográficos de los lagos Musters y Colhué Huapí y su evolución temporal en relación con las variables climáticas e hidrológicas locales y regionales que determinan los flujos de entrada y salida de agua hacia los cuerpos de agua.

- Analizar y describir las principales características físicas, químicas y biológicas de todos los cuerpos de agua de la cuenca del río Senguer y comprender su dinámica estacional.

- Establecer el grado de influencia que tienen los asentamientos y actividades antrópicas regionales sobre la evolución de los lagos y ríos de la cuenca.

CAPÍTULO 2.

GEOMORFOLOGÍA DE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS SENGUER Y CHICO

INTRODUCCIÓN

El estudio de los rasgos geomorfológicos de una cuenca hidrográfica permite comprender su respuesta ante los distintos procesos endógenos y exógenos. Lo cual es fundamental para predecir posibles modificaciones en la configuración hidrológica de la cuenca que puedan aumentar o restringir el acceso al recurso hídrico.

En diversos sectores de la cuenca del río Senguer se observan rasgos que evidencian una dinámica hidrogeomorfológica importante, la cual fue especialmente notoria durante el Pleistoceno debido a la activa dinámica glacial. Por ejemplo, seis niveles de paleoterrazas (Plio-Pleistocenas) fueron identificadas para el río Senguer (Cobos y Panza, 2003). Morenas y planicies proglaciarias asociadas a distintos eventos glaciales del Pleistoceno han sido identificadas en la cabecera de los principales ríos de la cuenca por diversos autores (Caldenius, 1932; Beltramone, 1991; Lapido y Márquez, 1999; Dal Molin y González Díaz, 2002; Escosteguy et al., 2003; Rabassa et al., 2011; Rutter et al., 2012; Martínez et al., 2014; Scordo et al., 2018a).

Los trabajos que han descripto la geología y geomorfología del área de trabajo son en su mayoría estudios aislados asociados a la conformación de las cartas geológicas del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Por ejemplo, se ha descripto la geología de Alto Río Senguer (Dal Molin, 1998), la geomorfología del área comprendida entre el río Senguer y el lago Blanco (Dal Molin y González Díaz, 2002) y de el sector que rodea al lago Colhué Huapí (González Díaz y Tejedo, 2002). Sin embargo, las cartas geológicas no cubren toda el área de estudio o se presentan incompletas.

Por otro lado, si bien la evolución de la cuenca del río Senguer ha sido en cierta medida estudiada a través de análisis geomorfológicos, los trabajos se han centrado en el sector inferior de la misma, conocido como “Bajo de Sarmiento” y en los lagos que allí se alojan (Sciutto et al., 2008; González Díaz y Di Tomasso, 2014; Moreno et al., 2016). A su vez, el desarrollo del paisaje en el SO de la provincia de Chubut, desde el Mioceno hasta el presente ha sido analizado basándose en los depósitos de gravas aterrazadas (Martínez et al., 2014). No obstante, algunas de las edades asignadas a dichas unidades no son del todo correctas. En síntesis, no existe hasta la actualidad trabajos específicos sobre la evolución geomorfológica del área de las cabeceras de los principales ríos que componen

la cuenca, ni de la cuenca del río Chico, tampoco se ha planteado un modelo de desarrollo integral del paisaje de toda la cuenca.

El objetivo del presente capítulo es presentar un esquema evolutivo de la dinámica hidrogeomorfológica integrada de las cuencas de los ríos Senguer y Chico a partir de la interpretación de los rasgos geomorfológicos originados durante los distintos períodos climáticos y eventos tectónicos desde el Plioceno Temprano hasta la actualidad (el análisis específico y detallado del impacto de las actividades antrópicas en la hidrografía de la cuenca se abordarán en el capítulo 6). Para ello se divide el área de estudio en tres sectores que no son mutuamente excluyentes pero que, por sus rasgos geomorfológicos, facilitan la interpretación del efecto de los diferentes procesos en la cuenca.

Antecedentes tectónicos y climáticos que han influenciado la geomorfología del área de estudio.

Levantamiento de las sierras de San Bernardo (Sistema Patagónides)

Durante el Paleozoico comienzan a producirse esfuerzos compresivos provenientes desde el O sobre el borde occidental del basamento que conformaba el relieve inicial de la Patagonia, el cual se plegó dando origen a un relieve positivo conocido como Patagónides (Frenguelli, 1946). Este sistema serrano se localiza entre los Andes y las mesetas de la Patagonia extra-andina y está conformado por alturas de 1.200 a 1.700 m s.n.m. Dentro de esta provincia geológica se reconocen dos subunidades, la “Precordillera Patagónica” y las “sierras de San Bernardo (o Bernardies)” (Ramos, 1999).

Las “sierras de San Bernardo” es la subunidad que se localiza dentro del área de estudio y tiene un desarrollo N-S (Tabla 2.1; Fig. 2.1). Al O limita con los valles del río Genoa en el sector N y del río Senguer en el tramo S. Al E limita con la depresión de los lagos Musters y Colhué Huapí y al N limita transicionalmente con la Precordillera Patagónica, su límite S es el “Codo del río Senguer”. Esta subunidad se desarrolló durante el Mesozoico Temprano y se caracteriza por presentar estructuras anticlinales separadas por fallas de rumbo N-NO originadas por inversión tectónica (Ramos, 1999). También presenta derrames basálticos y cuerpos intrusivos básicos alcalinos que originaron cuellos volcánicos y domos, los cuales evidencian la gran actividad ígnea de la región desde el Cretácico hasta el Paleógeno. Finalmente, rasgos de la estructura de las sierras sugieren que durante el Mesozoico Tardío y el Cenozoico (Paleógeno) Temprano sufrieron pulsos

de reactivación caracterizados por esfuerzos compresivos (Barcat et al., 1984; Coronato et al., 2017).

Tabla 2.1 Antecedentes tectónicos y climáticos que han influenciado la geomorfología del área de estudio. Los años corresponden a millones de años (Ma) antes del presente (AP).

Época	Edad	Años (Ma)	Evento
Holoceno	Medio -Tardío	0,006 - presente	Aridez
	Temprano -Medio	0,01 - 0,006	Humedad
	Temprano	0,0115 - 0,011	Aridez
Pleistoceno	Tardío	0,126 - 0,0115 ?*	UMG
	Medio	0,781 - 0,126 ?*	Post GGP (I, II y III)
	Temprano -Medio	1 - 0,7	Nuevo levantamiento de la cordillera de los Andes
	Temprano	1,1 - 1	GGP
Paleógeno - Neógeno		66 - 2,6	Levantamiento de la cordillera Patagónica Austral (de los Andes)
Cretácico Tardío- Neógeno		145 - 2,6	Levantamiento de las sierras de San Bernardo (Sistema Patagónides)

* El signo de interrogación (?) hace referencia a la falta de datación absoluta del evento glacial.

Levantamiento de la cordillera Austral (cordillera de los Andes)

Durante el Paleógeno - Neógeno, se originó el relieve positivo más importante del continente sudamericano, denominado “cordillera Principal” en el centro de Argentina, “cordillera Patagónica Septentrional” en el norte de la Patagonia y “cordillera Patagónica Austral” en el extremo sur de esta región (Coronato et al., 2017). Esta última provincia geológica abarca desde el N del lago Fontana al estrecho de Magallanes. Sin embargo, por diferencias en su estructura, geología y topografía se subdivide a los 46° 30' S en los segmento norte y el sur.

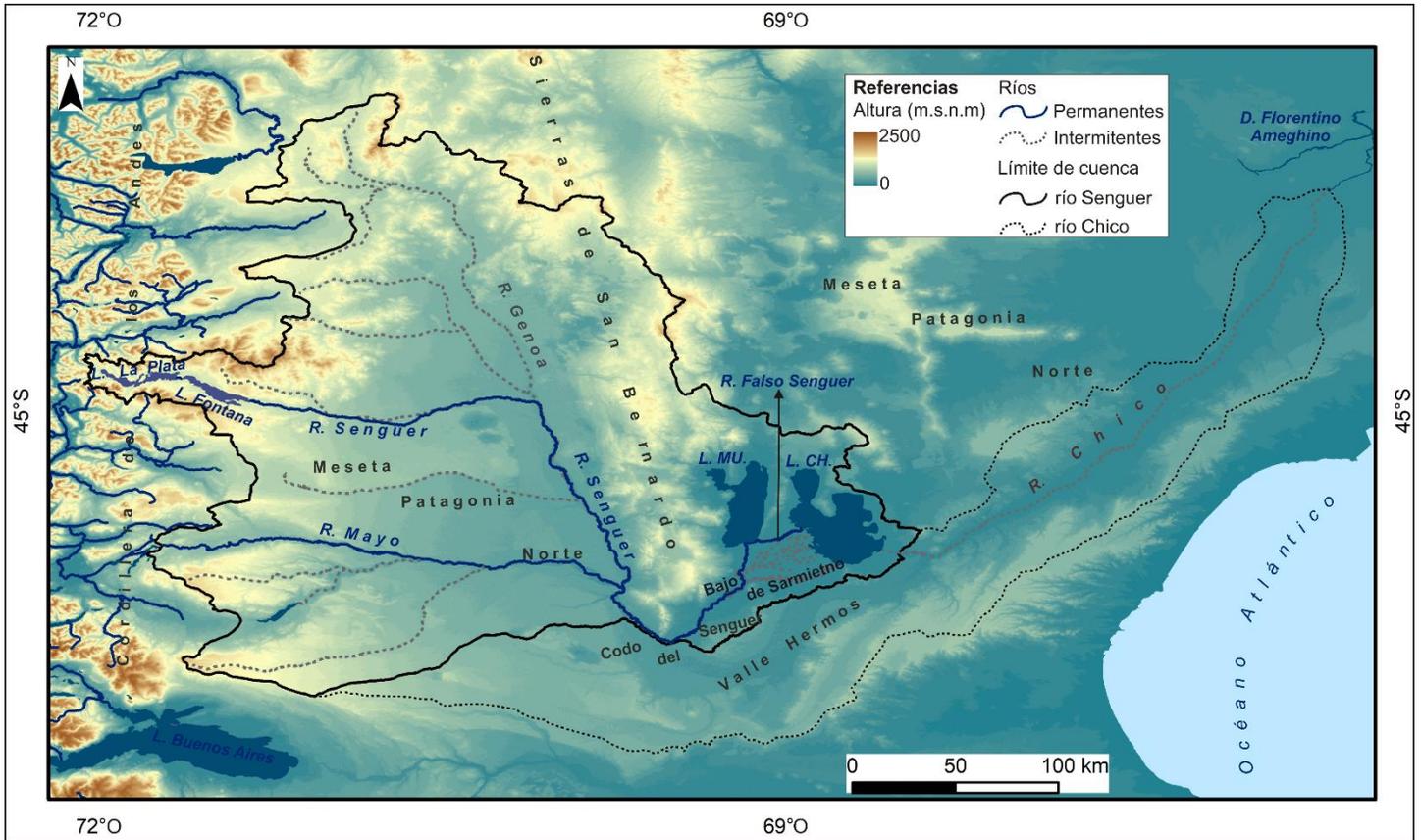


Figura 2.1. Principales unidades geomorfológicas del área de estudio.

El “segmento Norte de la cordillera Patagónica Austral” es el que se localiza dentro del área de estudio (Tabla 2.1; Fig. 2.1). Al E limita con la provincia geológica “Meseta Patagonia Norte” y al O con el océano Pacífico. Esta subunidad presenta una altura máxima de 2500 m s.n.m. Los esfuerzos compresivos de la tectónica Andina que fueron acompañados por erupciones volcánicas originaron relieves positivos con grandes pendientes y mesetas sobre las rocas sedimentarias mesozoicas. La composición geológica de este segmento de la “cordillera Patagónica Austral” consta de rocas metamórficas (Jurásico Tardío), sedimentitas marinas (Jurásico Tardío), granitos (Cretácico Tardío) y sedimentitas continentales (Miocenas) (Ramos, 1999; Coronato et al., 2017).

Glaciaciones Pleistocenas

Los eventos glaciales han sido particularmente intensos durante el Pleistoceno en latitudes medias y altas (Ehlers y Gibbard, 2007). La conformación actual de los drenajes de muchas cuencas de montaña deriva del efecto de los procesos glaciales del Pleistoceno.

Capturas de cursos de agua y cambios en las redes de drenaje asociados a esa época se puede encontrar en distintas regiones del mundo como en Estados Unidos (Szabo y Chanda, 2004), Francia (Cordier et al., 2006) y Argentina (Rabassa et al., 2011). Al menos cinco glaciaciones pleistocenas se produjeron en forma sincrónica tanto en el hemisferio Norte como en el Sur (Rutter et al., 2012). Estos eventos estuvieron principalmente relacionados con los ciclos de Milankovitch y, en menor medida, con factores locales (Rutter et al., 2012). La Patagonia Argentina ha sido propuesta como una región ideal para estudiar el efecto de las glaciaciones pleistocenas en el paisaje (Denton et al., 1999; Hein et al., 2017). Ello se debe a su localización (en latitudes medias del hemisferio Sur) y a lo bien preservada que se encuentra la geomorfología glacial en el área, como el resultado de las condiciones de aridez persistente durante el Holoceno (Rabassa et al., 2011; Hein et al., 2017).

El primero en identificar geoformas de origen glacial en la Patagonia fue Charles Darwin, y el primero en mapear los límites de cuatro glaciaciones al E de los Andes fue Carl Caldenius (1932) (Rabassa et al., 2010, 2011). Feruglio (1950) modificó las edades asignadas por Caldenius a algunos de los sistemas de morenas. En los últimos 10 años se han hecho trabajos en detalle en ciertos sectores de la Patagonia (Rabassa y Coronato, 2009; Lagabrielle et al., 2010; Hein et al., 2017) que junto a nuevas tecnologías (imágenes satelitales y modelos de elevación digital) han permitido redefinir los límites alcanzado y las implicancia de cada una de las glaciaciones. Coronato et al. (2004) y Rabassa et al. (2011) presentaron un nuevo esquema de la extensión que alcanzaron las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia Argentina. Los límites definidos en estos trabajos son similares a los propuestos por Caldenius, sin embargo, el número total de glaciaciones así como su cronología ha cambiado.

Los principales eventos glaciales en la Patagonia (Tabla 2.1) se clasifican como: la Gran Glaciación Patagónica (GGP; Pleistoceno Temprano); las Post Gran Glaciación Patagónica (Post GGP; Pleistoceno Medio) que incluye tres episodios glaciales denominados Post GGP I, Post GGP II y Post GGP III (Coronato et al., 2004); y el Último Máximo Glaciar (UMG; Pleistoceno Tardío). La GGP fue datada en aproximadamente 1,1 millón de años AP por diversos autores (Mercer, 1976; Ton-That et al., 1999; Singer et al., 2004) y es tomada como referencia para estimar las edades asignadas a las otras glaciaciones (Coronato et al., 2004).

En cada evento glacial se desarrollaron glaciares de distinto tipo. Durante la GGP se generaron extensos glaciares de pedemonte en un paisaje con poca incisión (Rabassa

y Coronato, 2009). Sin embargo, durante el Pleistoceno Temprano y Medio se produjo un ascenso tectónico de los Andes que favoreció el desarrollo de glaciares de valles en las glaciaciones posteriores a la GGP (Tabla 2.1; Rabassa y Coronato, 2009; Martínez et al., 2009a). A su vez, durante el UMG en áreas específicas, se desarrollaron glaciares de valle desconectados de las capas de hielo de alta montaña (Martínez et al., 2009a). La magnitud y extensión de las glaciaciones pleistocenas en la Patagonia Argentina puede ser estudiada a partir de las geoformas que produjeron, en especial las morenas y planicies proglaciares (Rabassa et al., 2011; Martínez et al., 2014). El efecto de las glaciaciones pleistocenas en el paisaje de la Patagonia ha sido ampliamente estudiado por diversos autores (Caldenius, 1932; Clapperton, 1993; Malagnino, 1995; Coronato et al., 2004; Singer et al., 2004; Lagabrielle et al., 2010; Rabassa et al., 2011; Hein et al., 2017; Scordo et al., 2018a). Sin embargo, debido al tamaño de este territorio (cercano a un millón de km²) y las dificultades de acceso que presenta el terreno, algunas áreas, como la cuenca del río Senguer, no han sido estudiadas en detalle.

Condición de aridez persistente (Holoceno Medio)

El Holoceno se destaca por el cese de las grandes glaciaciones Patagónicas. El factor meteorológico más importante de la región durante los últimos 11.000 años han sido los vientos del O provenientes del océano Pacífico ya que son la principal fuente de precipitaciones (Lamy et al., 2002; Moreno et al., 2009). El desplazamiento del núcleo de los vientos entre los 44° y 50° S generó cambios significativos en las condiciones meteorológicas durante esta época (Sepúlveda et al., 2009; Álvarez Sanhueza, 2014). En la Patagonia extra-andina argentina se reconocen tres períodos principales con diferentes condiciones climáticas durante el Holoceno (Tabla 2.1).

En el Holoceno Temprano (11.000 años AP) imperaban entre los 43° y 52° S condiciones climáticas secas que produjeron una disminución del nivel de agua de los lagos y la desecación de mallines (Markgraf et al., 2003 y 2007). La etapa árida inicial duró poco tiempo, y entre los 10.000 y 8.400 años AP, se reconoce un mejoramiento climático con incremento de la humedad, mayor variedad de especies vegetales de estepa y aumento en el nivel de agua de los lagos (Markgraf et al., 2003 y 2007). Sin embargo, a partir del Holoceno Medio (6.000 años AP) se produjo un cambio climático hacia nuevas condiciones de aridez que continúan hasta la actualidad (Markgraf et al., 2003).

ÁREAS DE ESTUDIO

La cuenca se dividió en tres áreas de estudio para realizar un análisis más detallado de su geomorfología: el “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer” (Fig. 2.2); el “Bajo de Sarmiento” (Fig. 2.3); la “cuenca media y baja del río Chico” (Fig. 2.4).

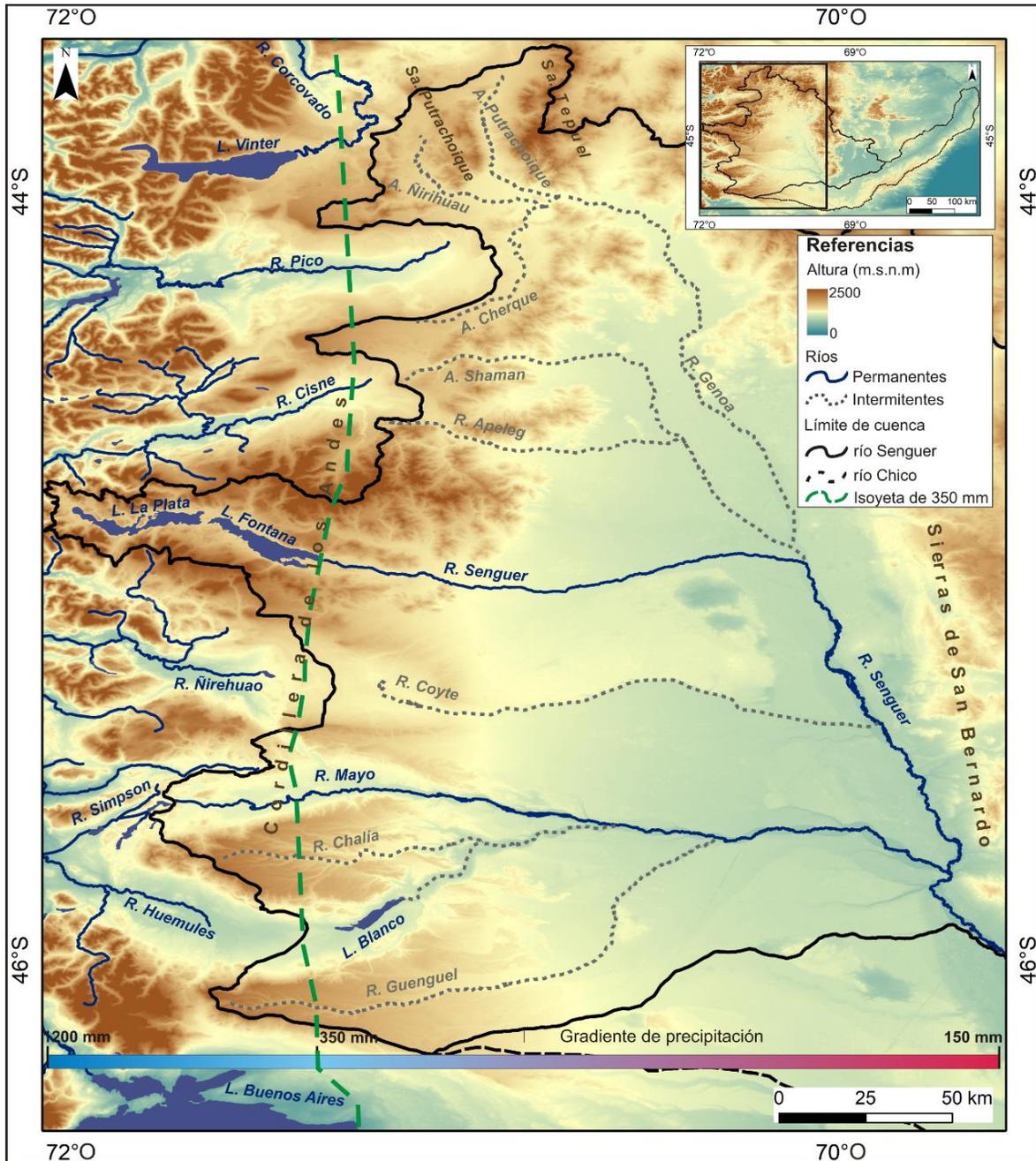


Figura 2.2. Localización del “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”.

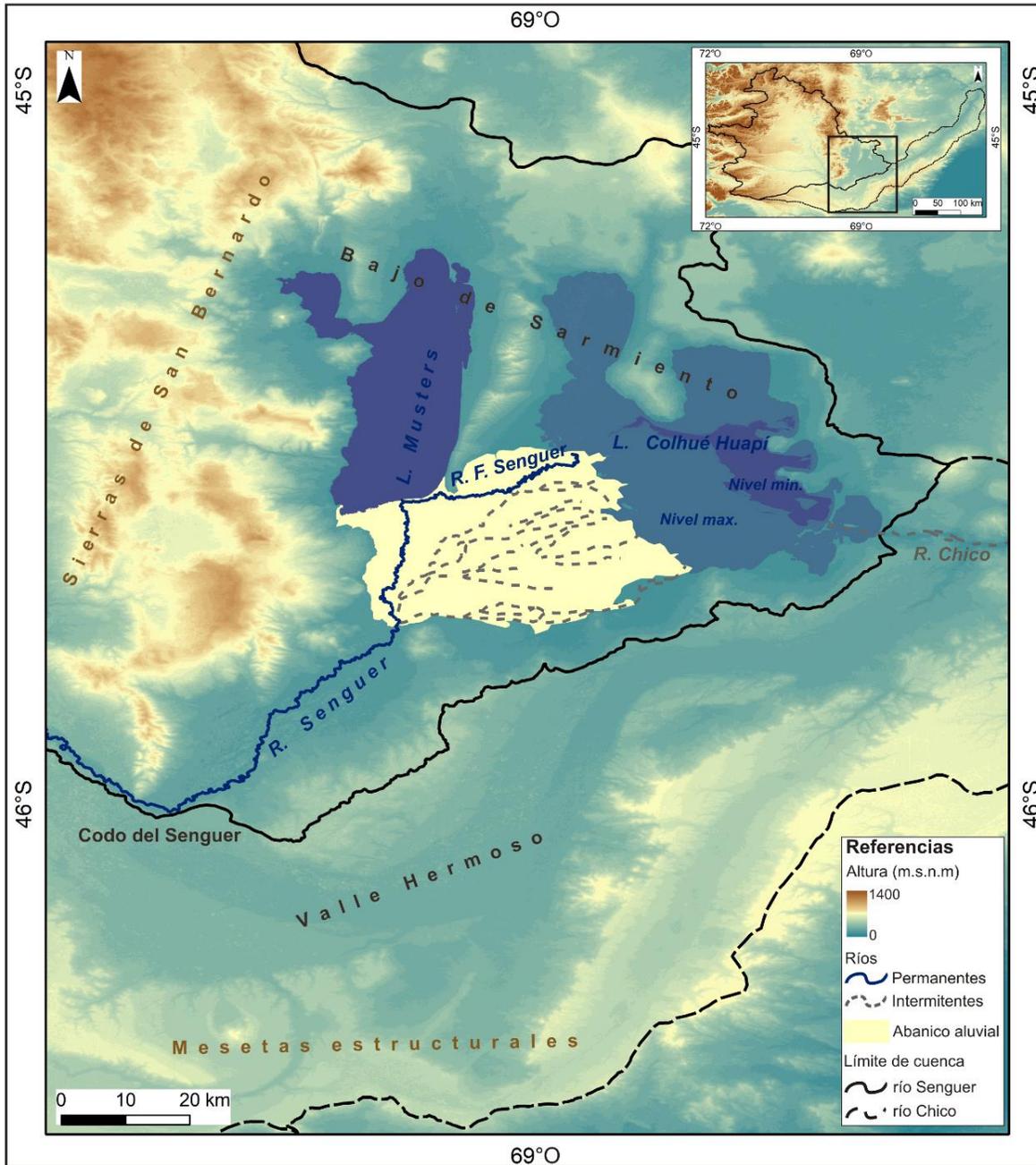


Figura 2.3. Localización del “Bajo de Sarmiento”. Se observan los sectores del “Bajo de Sarmiento” y de “Valle Hermoso, en las cuencas del río Senguer y Chico, respectivamente.

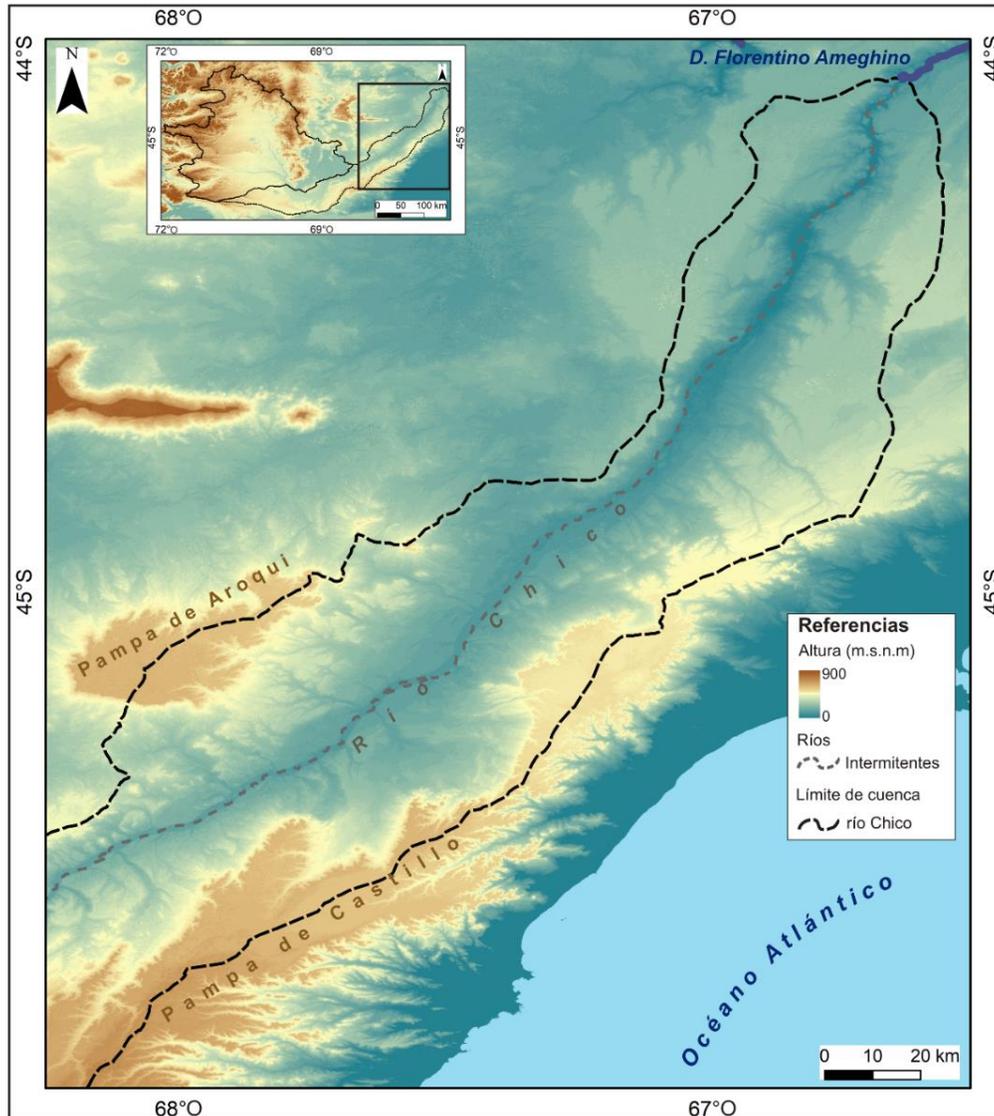


Figura 2.4. Localización de la “Cuenca media y baja del río Chico”.

“Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”

Se localiza entre los $43^{\circ} 37' - 46^{\circ} 10' S$ y $69^{\circ} 41' - 72^{\circ} 05' O$. De O a E abarca el sector limitado por la cordillera de los Andes y las sierras de San Bernardo y de N a S abarca desde la sierras de Tepuel y Putrachoique hasta el límite con la cuenca del lago Buenos Aires (Fig. 2.2).

Los rasgos geomorfológicos más importantes del área son los originados por procesos glaciares (lóbulos glaciares, extensas morenas frontales y planicies proglaciares). El principal interrogante del área es identificar el motivo por el cual el río Senguer recibe

agua de forma permanente solo del río Mayo, mientras que otros seis ríos tributarios de régimen intermitente, presentan cauces desproporcionados para su caudal actual. (Fig. 2.2).

“Bajo de Sarmiento”

El “Bajo de Sarmiento” y el sector de “Valle Hermoso” se incluyen dentro de la subregión de análisis, localizada entre los $45^{\circ} 03' - 46^{\circ} 26' S$ y $68^{\circ} 16' - 69^{\circ} 34' O$. El área se encuentra limitada al N y al O por las sierras de San Bernardo, al E por la cabecera del río Chico y al S por las mesetas estructurales que separan la cuenca del río Chico de la del río Deseado (Fig. 2.3).

El “Bajo de Sarmiento” es una depresión estructural donde se encuentran alojados los lagos Musters y Colhué Huapí. El río Senguer entra en el bajo luego de rodear a las sierras de San Bernardo por el S y atravesar un extenso cono aluvial. El lago Colhué Huapí corresponde en la actualidad al final de la cuenca endorreica del río Senguer. La cabecera del río Chico se localiza al SE del Colhué Huapí. Sin embargo, en la actualidad, el río aparece desconectado del lago, presenta un cauce desproporcionado para su caudal y un régimen intermitente. Al S del “Bajo de Sarmiento” se encuentra el “Valle Hermoso”, por donde escurría el río Senguer, previo a su captura en dirección al bajo (González Díaz y Di Tomasso, 2014). Actualmente los drenajes efímeros de este sector desembocan en la cuenca del río Chico. Los principales interrogantes del área son en qué momento se produjo la captura del río Senguer en dirección al “Bajo de Sarmiento” y que procesos produjeron que el régimen del río Chico sea intermitente. (Fig. 2.3).

“Cuenca media y baja del río Chico”

El área se localiza entre los $43^{\circ} 36' - 45^{\circ} 01' S$ y $66^{\circ} 35' - 68^{\circ} 07' O$. De O a E abarca el sector limitado por el “Bajo de Sarmiento” y el océano Atlántico. De N a S, se extiende desde el dique Florentino Ameghino hasta las mesetas estructurales conocidas localmente como “Pampa de Castillo” (Fig. 2.4). El río Chico es el principal cauce del área. Recorre 12 km en sentido E, donde recibe los aportes de las precipitaciones locales del “Valle Hermoso” (Fig. 2.3). Luego, realizando un ángulo de casi 90° , cambia su recorrido hacia el NE hasta alcanzar el límite S del embalse. La represa termina desaguando en el océano Atlántico a través del río Chubut.

Los rasgos geomorfológicos más importantes del área son diversos niveles de mesetas, terrazas fluviales y cauces desproporcionados respecto de sus valles, generado

por procesos fluviales y estructurales. Uno de los principales interrogantes del sector es la presencia de un amplio paleocauce que podría haber sido un antiguo río por el cual la cuenca desaguaba al océano Atlántico previo al Pleistoceno. El segundo interrogante respecta a la desproporción entre el amplio valle del río Chico y su caudal actual (Fig. 2.4).

MATERIALES Y MÉTODOS

La delimitación de la divisoria de agua de las cuencas de los ríos Senguer y Chico se construyó a partir de las cartas topográficas a escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN): 4572-IV (Alto Río Senguer), 4569-III (Sarmiento), 4569 IV (Escalante), 4566-III (Comodoro Rivadavia), 4772-II (Lago Buenos Aires), 4769-I (El Pluma) y 4769-II (Colonias las Heras). Las áreas faltantes se completaron con el shape de curvas de nivel del SIG 250 (IGN, 2018) y un mosaico de escenas del modelo de elevación digital Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) que cuenta con una resolución espacial del pixel de 30 m en el plano horizontal y 1 m de resolución en el plano vertical (USGS, 2016).

La identificación del área de cabecera de los ríos, la delineación y agrupamiento de terrazas así como la elaboración de los mapas geomorfológicos del área de estudio se realizó utilizando como base el mosaico de escenas del SRTM, así como, imágenes Landsat (5 TM, 7 ETM+ y 8 OLI) multitemporales (USGS, 2016). A su vez, nueve hojas geológicas a escala 1:250.000 del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) fueron consultadas (Fig. 2.5): 4572-IV Alto Río Senguer (Dal Molin, 1998); 4572-II Gobernador Costa (Lapido y Márquez, 1999); 4372-IV Trevelin (Haller, 2002); 4772-II Lago Buenos Aires (Escosteguy et al., 2003); 4769-I El Pluma (Cobos y Panza, 2003); 4569 IV Escalante (Sciutto et al., 2008); 4566-I Garayalde (Ardolino et al., 2003); 4566 III Comodoro Rivadavia (Sciutto et al., 2000); 4569 III Sarmiento (Pezzuchi y Fernández, 2001). Si bien las cartas geológicas presentan un mapa y una descripción completa, las hojas Trevelin, Gobernador Costa, Sarmiento y Comodoro Rivadavia presentan un mapa tentativo y su descripción aún permanece inédita. La información se integró usando el programa ArcGIS 10.0.

El trabajo se completó con cuatro campañas de relevamiento de campo en las cuales se realizó un control en detalle de las unidades geomorfológicas mapeadas y de los análisis de correlaciones entre geoformas identificados en el gabinete. Las salidas al terreno también posibilitaron la identificación de unidades en aquellos sectores que no habían sido incluidos en estudios anteriores.

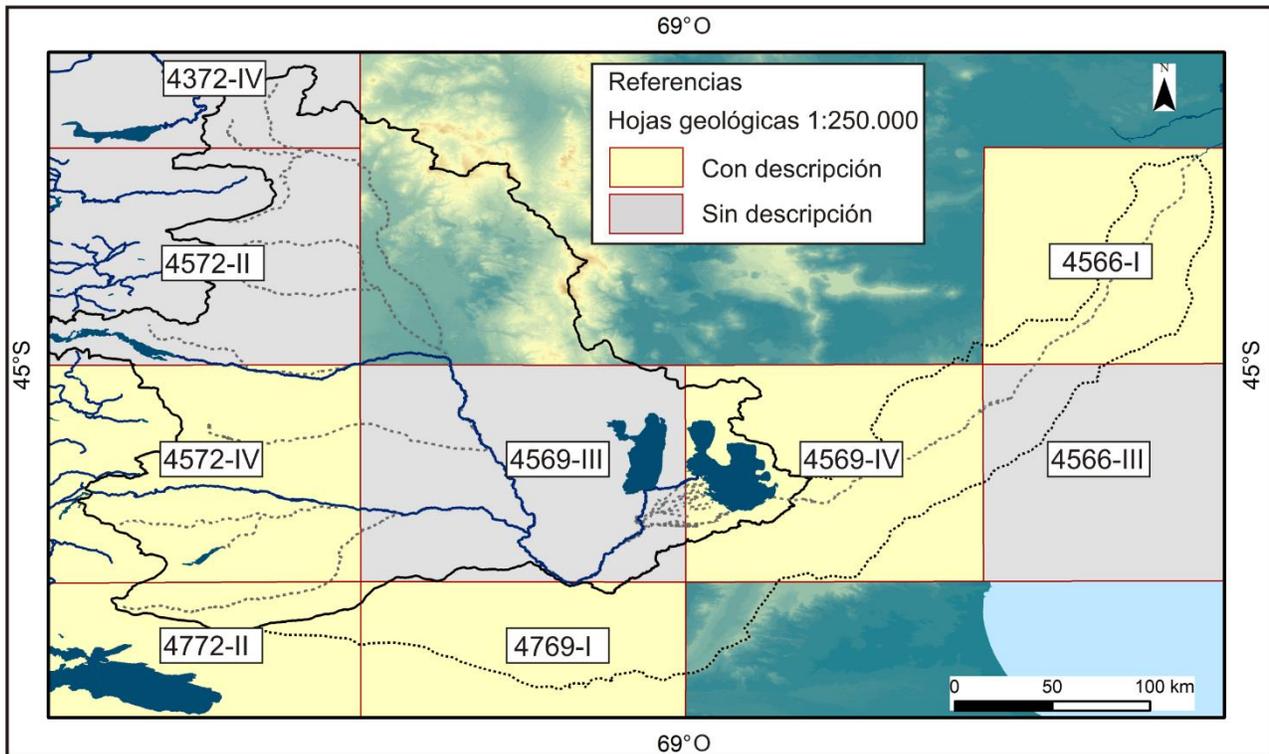


Figura 2.5. Cartas geológicas (con y sin descripción) del SEGEMAR disponibles en el área de estudio.

Para las tres áreas de estudio definidas se construyó un mapa geomorfológico, relevante para el análisis de la dinámica espacial. Cada unidad geomorfológica ha sido descrita y se le ha asignado una edad relativa. Para la confección de la simbología cartográfica de las geoformas se siguieron los criterios de Gustavsson et al. (2006). Este incluye una combinación de símbolos, líneas, letras, figuras y colores de gran flexibilidad que permite incluir un amplio rango de parámetros geomorfológicos. Las unidades se agruparon según el proceso que las originó en fluviales, lacustres, eólicas estructurales (incluyendo tectónicas y endógenas que actualmente están bajo control estructural), glaciales y poligénicos. Las geoformas correspondientes a los mismos períodos cronológicos se identifican con los mismos colores.

La edad de las unidades geomorfológicas se definió de manera relativa utilizando como referencia las edades asignadas a las unidades geológicas descritas en las hojas El Pluma, Alto Río Senguer, Lago Buenos Aires, Escalante y Garayalde. Sin embargo, las edades asignadas a las unidades que abarcan más de una hoja, no siempre coinciden. En

este trabajo se aunaron edades tomando como criterios la continuidad lateral y relaciones topográficas y estratigráficas de las unidades (en el caso de las planicies proglaciarias y terrazas fluviales). Las morenas glaciares se agruparon de acuerdo al grado de avance alcanzado en el área extra-Andina, su topografía y las descripciones realizadas por diversos autores en los distintos valles glaciares de la zona (Caldenius, 1932; Dal Molin y González Díaz, 2002; Coronato et al., 2004; Rutter et al., 2012).

En el “Área de cabecera de la cuenca del río Senguer”, se realizó una descripción detallada de cada una de las cabeceras de los principales ríos de la cuenca asociadas a los lóbulos glaciares del Pleistoceno. Lo cual se hizo con el fin de comprender la relación entre los ríos y lagos que drenan hacia cuenca pacífica y atlántica y los antiguos lóbulos glaciares de la región.

La descripción de las unidades geomorfológicas y la confección de los mapas geomorfológicos permitieron establecer un modelo de evolución geomorfológica de cada una de las tres áreas de estudio definidas previamente. Finalmente se aúnan los modelos de las tres áreas y se concluye el capítulo con la descripción de la evolución geomorfológica integral de las cuencas de los ríos Senguer y Chico.

RESULTADOS

“Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”

Descripción topográfica de las cabeceras de los principales ríos de la cuenca del río Senguer asociada a los lóbulos glaciares Pleistocenos.

La cuenca superior del río Senguer presenta ocho cauces principales (los ríos Genoa, Apeleg, Senguer, Mayo, Chalía, Guenguel, Coyte y el arroyo afluente del lago Blanco). Los mantos de hielo de las glaciaciones Pleistocenas ocuparon el área donde actualmente se localizan las cabeceras de esos ríos (Caldenius, 1932; Dal Molin y González Díaz, 2002; Coronato et al., 2004; Rabassa et al., 2011). Sin embargo, algunas áreas ocupadas por los mantos de hielo, actualmente no forma parte de la cuenca del río Senguer y drenan hacia el océano Pacífico.

En esta sección se desarrollará una breve descripción topográfica del área de divisorias de agua en las cabeceras de los principales ríos de la cuenca del río Senguer y los lóbulos glaciares asociadas a ellas (Fig. 2.2). Localizados en forma semiparalela en dirección N-S los ríos y lóbulos glaciares se denominan¹:

- Arroyos Ñirihuau y Putrachoique - “Lóbulo glaciar lago Vintter”
- Arroyo Cherque - “Lóbulo glaciar río Pico”
- Río Apeleg - “Lóbulo glaciar río Cisne”
- Río Senguer - “Lóbulo glaciar lago Fontana”
- Río Coyte - “Lóbulo glaciar río Ñirehuao”
- Río Mayo - “Lóbulo glaciar río Simpson”
- Río Chalía
- Arroyo lago Blanco - “Lóbulo glaciar río Huemules”
- Río Guenguel

1"-” Separa las cuencas que drenan hacia la cuenca del río Senguer (izquierda) de aquellas que fluyen hacia el océano Pacífico (derecha).

Arroyos Ñirihuau y Putrachoique - “Lóbulo glaciar lago Vintter”

El “lóbulo glaciar lago Vintter” se encuentra rodeado al E por las morenas correspondientes a la GGP, Post GGP III, Post GGP I y UMG (Coronato et al., 2004; Martínez et al., 2009a; Martínez et al., 2011; Rabassa et al., 2011) (Fig. 2.6). Actualmente, la depresión está ocupada por el lago Vintter, el cual hacia el E se encuentra endicado por la morena correspondiente al UMG. El cuerpo de agua es drenado por el río Corcovado que fluye hacia el N hasta el río Palena, que desemboca en el océano Pacífico. La cabecera del río Corcovado se ubica a 930 m s.n.m.

Las sierras de Putrachoique y Tepuel están situadas hacia el E del eje de englazamiento. En la pendiente occidental de ambos sistemas de elevaciones hay depósitos de morenas frontales correspondientes a la GGP y Post GGP. Las cabeceras de los arroyos Ñirihuau y Putrachoique se localizan en la ladera E de las morenas correspondientes a la Post GGP I, a 1100 m s.n.m. Ambos cursos de agua fluyen hacia el SE y son afluentes del río de Genoa. En su recorrido, han erosionado las morenas GGP y sus cabeceras se localizan 140 m por encima del nivel del lago Vintter y a más de 20 km hacia E de las morenas del UMG (Fig. 6). Mientras que el río Corcovado es de régimen permanente, los arroyos Putrachoique y Ñirihuau son intermitentes, parcialmente humedecidos por precipitaciones invernales.

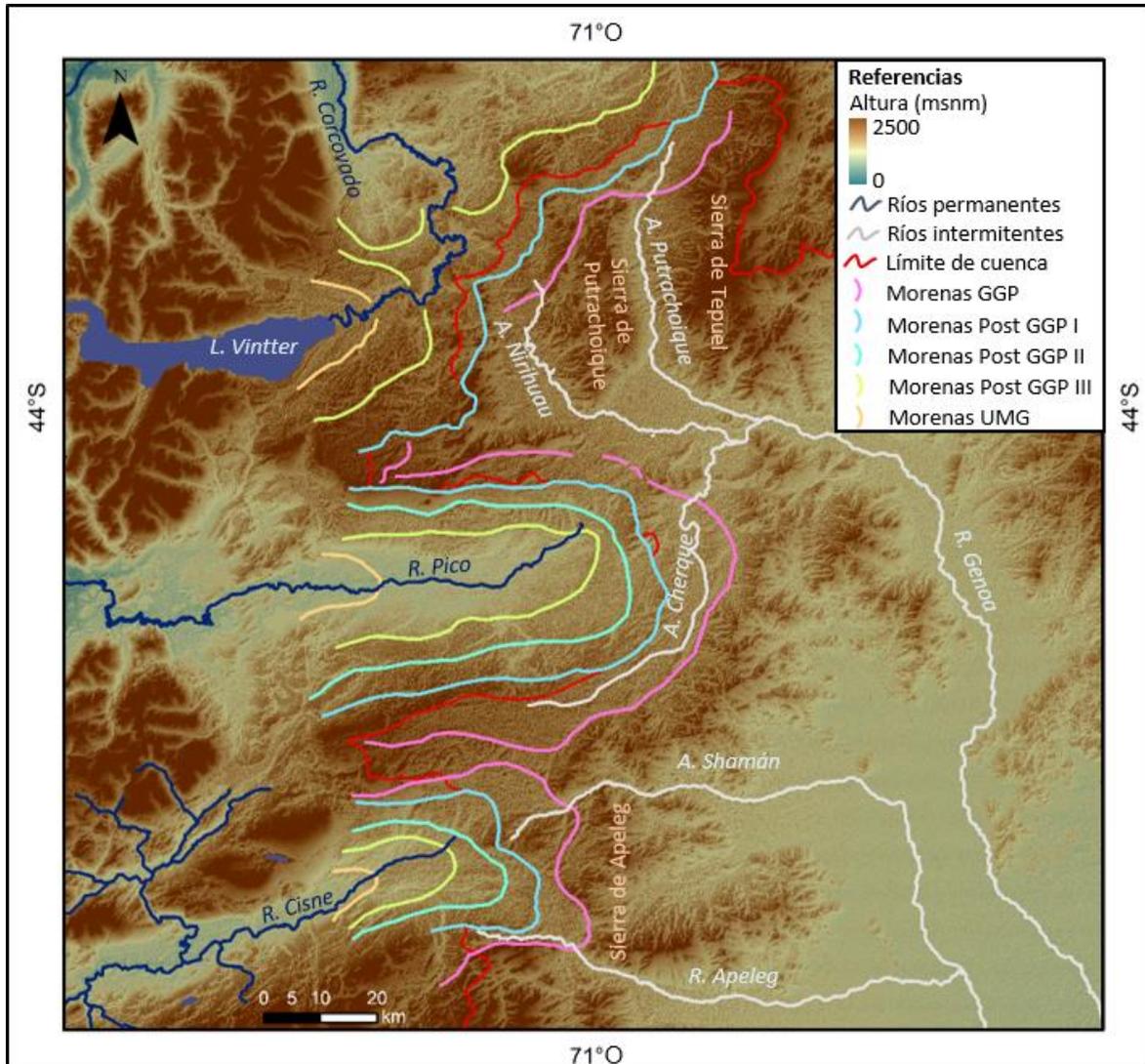


Figura 2.6. Área de divisoria de cuenca en la cabecera de los arroyos Ñirihuau y Putrachoique (tributarios del río Genoa) - “Lóbulo glaciar lago Vintter”, río Cherque (tributario del río Genoa) - “Lóbulo glaciar río Pico” y río Apeleg - “Lóbulo glaciar río Cisne”. Se muestra la posición alcanzada hacia el E por las morenas de cada evento glaciar (GGP, Post GGP I, II, III y UMG) y los límites actuales de la cuenca del río Senguer. En esta zona, los cursos de agua dentro de la cuenca del río Senguer son intermitentes y solo han erosionado las morenas correspondientes a la GGP. Para la delimitación de los arcos morénicos se tuvo como referencia los trabajos de Coronato et al. (2004), Martínez et al. (2011) y Rabassa et al. (2011).

Arroyo Cherque – “Lóbulo glaciar río Pico”

El “lóbulo glaciar río Pico” se encuentra bordeado al E por las morenas correspondientes a la GGP, Post GGP I, II, III y UMG (Coronato et al., 2004; Martínez et al., 2009a; Martínez et al., 2011; Rabassa et al., 2011) (Fig. 2.6). En la actualidad es drenado por el río Pico que fluye hacia el O y desemboca en el océano Pacífico. La cabecera del río

Pico se encuentra a 700 m s.n.m. en la ladera O de la morena correspondiente a la Post GGP II. En su recorrido el río Pico erosionó las morenas frontales correspondientes a la Post GGP III y al UMG.

Al E, entre las morenas frontales correspondientes a la GGP y la Post GGP I, a 800 m s.n.m., se localiza la cabecera del arroyo Cherque (100 m por encima y 35 km al E de las morenas correspondientes al UMG). El Cherque fluye en dirección E, hacia el río Genoa (en la cuenca del río Senguer) y ha erosionado las morenas correspondientes a la GGP. Mientras que el río Pico es de régimen permanente, el arroyo Cherque es intermitente, su caudal es principalmente generado por los aportes nivo-pluviales del invierno.

Río Apeleg - “Lóbulo glaciar río Cisne”

El “lóbulo glaciar río Cisne” está rodeado al E por las morenas correspondientes a la GGP, Post GGP I, II, III y UMG (Rabassa et al., 2011) (Fig. 2.6). En la actualidad, este sector es drenado por el río Cisne, que fluye hacia el O y desemboca en el océano Pacífico. La cabecera del río Cisne se sitúa a 780 m s.n.m. en la ladera O de las morenas correspondientes a la Post GGP II. En su recorrido el río Cisne erosionó las morenas frontales correspondientes a la Post GGP III y al UMG.

Al E del eje de englazamiento se encuentran las sierras de Apeleg en ellas hay depósitos de morenas frontales correspondientes a la GGP y Post GGP I. La cabecera del río Apeleg y su principal afluente, el arroyo Shaman, se localizan en la ladera E de las morenas correspondientes a la Post GGP I, a 880 m s.n.m. La naciente de ambos cursos están situadas a 100 m por encima y 35 km al E de las morenas correspondientes al UMG (Fig. 2.6). En su camino hacia el Senguer, el río Apeleg ha erosionado las morenas de la GGP. Mientras que el Cisne es un curso de agua de régimen permanente, el Apeleg es intermitente, parcialmente humedecido por las lluvias invernales.

Río Senguer - “Lóbulo glaciar lago Fontana”

El sector comprende un antiguo lóbulo glaciar que en el presente está ocupado por los lagos La Plata y Fontana (O-E, respectivamente), los cuales se encuentran conectados por el río Unión (Fig. 2.7). Al E del lago Fontana hay sistemas de morenas correspondientes a la GGP, Post GGP I, III y UMG (Coronato et al., 2004). El emisario del lago Fontana es el río Senguer, que erosionó todas las morenas mencionadas en su recorrido hacia el E.

El Senguer es el río principal de la cuenca. Su cabecera está situada a 930 m s.n.m. Su caudal es permanente con una descarga media de 50 m³/s que fluctúa estacionalmente

con un máximo durante la primavera debido al derretimiento de la nieve en alta montaña. La precipitación nival es mayor en el sector O del valle debido al efecto orográfico de la cordillera de los Andes.

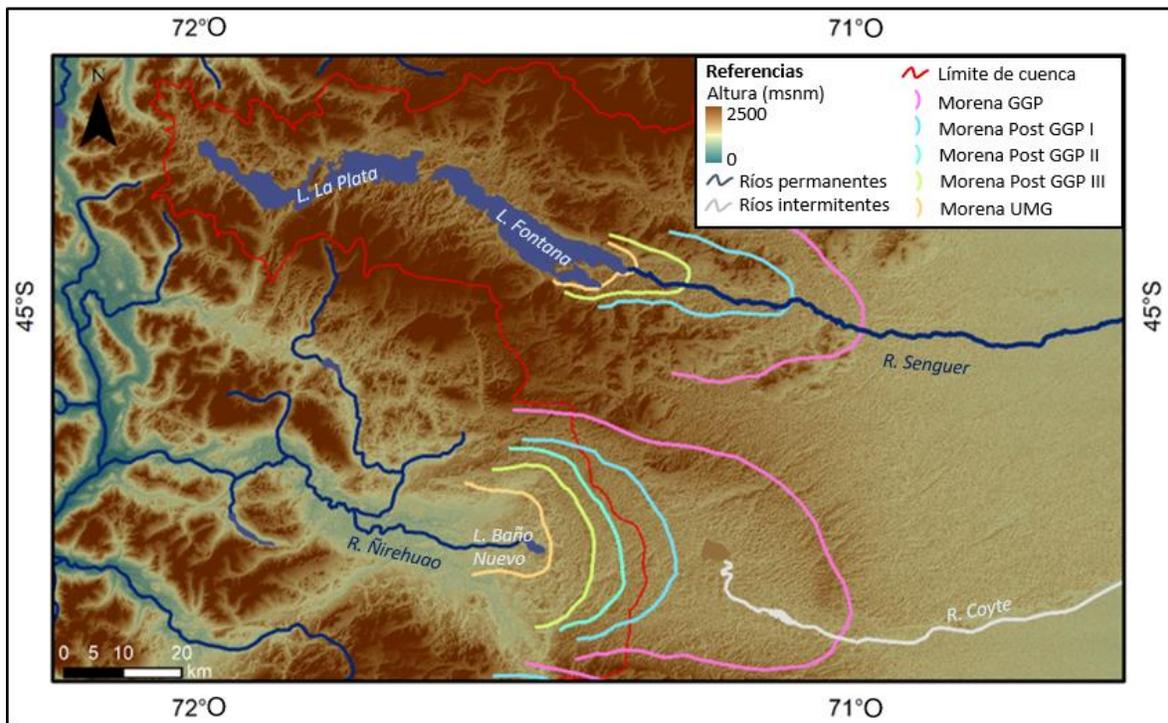


Figura 2.7. Área de divisoria de cuenca en la cabecera del río Senguer - “Lóbulo glaciar lago Fontana” y río Coyte - “Lóbulo glaciar río Ñirehuao”. La posición alcanzada hacia el E por las morenas de cada evento glaciar (GGP, Post GGP I, II, III y UMG) y los límites actuales de la cuenca del río Senguer pueden observarse. El río Senguer (permanente) erosionó las morenas de todas las glaciaciones pleistocenas, mientras que el Coyte (intermitente) solo erosionó las morenas de la GGP. Para la delimitación de los arcos morénicos se tuvo como referencia los trabajos de Dal Molin y González Díaz (2002), Coronato et al. (2004) y Rabassa et al. (2011).

Río Coyte - “Lóbulo glaciar río Ñirehuao”

El “lóbulo glaciar río Ñirehuao” está rodeado al E por las morenas correspondientes a la GGP, Post GGP I, II, III y UMG (Dal Molin y González Díaz, 2002; Rabassa et al., 2011) (Fig. 2.7). Actualmente el sector es drenado por el río Ñirehuao, que fluye en dirección O hacia el océano Pacífico. El Ñirehuao es el emisario del lago Baño Nuevo, ubicado a 730 m s.n.m. Las morenas frontales correspondientes al UMG rodean a este lago por el E, mientras que las morenas correspondientes a la GGP y Post GGP I se localizan en el sector oriental del eje de englazamiento.

La cabecera del río Coyte se sitúa al E, entre las morenas frontales correspondientes a la GGP y Post GGP I, a 800 m s.n.m. (70 m de por encima y 22 km hacia el E de las morenas correspondientes al UMG). El curso de agua fluye hacia el río Senguer y ha erosionado las morenas correspondientes a la GGP. Mientras que el Ñirehuao es un río permanente, el Coyte es intermitente, su caudal es generado por las precipitaciones nivopluviales del invierno.

Río Mayo - "Lóbulo glaciar río Simpson"

El "lóbulo glaciar río Simpson" se encuentra rodeado al E por las morenas correspondientes a la GGP, Post GGP I, II, III y UMG (Dal Molin y González Díaz, 2002; Rabassa et al., 2011) (Fig. 2.8). En la actualidad, la depresión está ocupada por lagos glaciales y es drenado por el río Simpson, tributario del río Huemules que desemboca en el océano Pacífico. El lago Castor, es el más oriental de estos cuerpos de agua y está situado a 700 m s.n.m. Las morenas correspondientes al UMG rodean el lago Castor por el E, mientras que las morenas correspondientes a la GGP, Post GGP I y III se localizan en el sector más oriental del eje de englazamiento.

La cabecera del río Mayo se encuentra en la ladera oriental de la morena frontal correspondientes al UMG, a 720 m s.n.m. (50 m por encima y 0,8 km hacia el E de la costa oriental del lago Castor). El Mayo fluye hacia E y ha erosionado las morenas correspondientes a la Post GGP III, I y GGP. Este curso de agua es el principal afluente del río Senguer, posee una descarga media de 8 m³/s que fluctúa estacionalmente, con un máximo durante la primavera debido a la nieve de deshielo proveniente de la alta montaña.

Río Chalía

La cabecera del río Chalía se encuentra dentro de la cuenca del río Senguer a 1300 m s.n.m. Está rodeada por las morenas laterales correspondientes a la GGP de los lóbulos glaciares "río Simpson" y "río Huemules" (Fig. 2.8). Durante la ablación de las masas de hielo correspondiente a la GGP se originó una planicie proglacial (Meseta del río Chalía), sobre la cual se desarrolló el río Chalía, afluente del Mayo. En el presente, el Chalía es intermitente, parcialmente humedecido por las precipitaciones invernales.

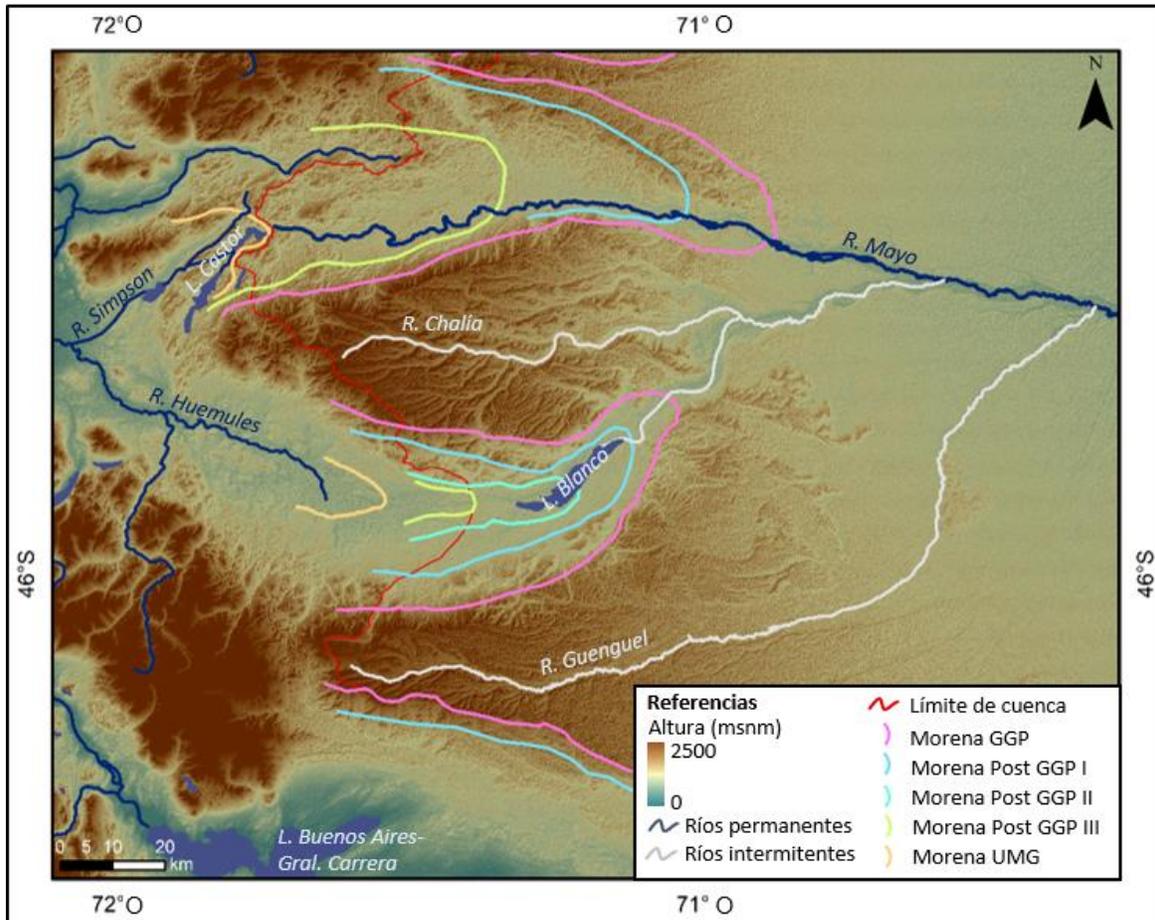


Figura 2.8. Área de divisoria de cuenca en la cabecera del río Mayo - “Lóbulo glaciar río Simpson”, río Chalia, Arroyo lago Blanco - “Lóbulo glaciar río Huemules”, río Guenguel. Se muestra la posición alcanzada hacia el E por las morenas de cada evento glaciar (GGP, Post GGP I, II, III y UMG) y los límites actuales de la cuenca del río Senguer. En esta zona, dentro de la cuenca del río Senguer, solo el río Mayo tiene un régimen permanente. Su cabecera se localiza cerca de las morenas correspondientes al UMG y ha erosionado las morenas de la GGP III, I y de la Post GGP. Para la delimitación de los arcos morénicos se tuvo como referencia los trabajos de Dal Molin y González Díaz (2002) y Rabassa et al. (2011).

Arroyo lago Blanco - “Lóbulo glaciar río Huemules”

El “lóbulo glaicar río Huemules” está rodeado al E por las morenas correspondientes a la GGP, Post GGP I, II, III y UMG (Dal Molin y González Díaz, 2002; Rabassa et al., 2011) (Fig. 2.8). En la actualidad, este sector es drenado por el río de Huemules que fluye en dirección NO hacia el océano Pacífico. La cabecera del río Huemules está localizada a 500 m s.n.m. en la ladera occidental de la morena correspondiente al UMG.

El lago Blanco se ubica hacia el E del eje de englazamiento, a 600 m s.n.m., entre las morenas frontales correspondientes a la Post GGP I y GGP (100 m por encima y 25 km

al E de las morenas correspondientes a la UMG). El arroyo emisario del lago Blanco fluye en dirección NE hacia el río Chaliá y en el pasado erosionó las morenas correspondientes a la GGP, sin embargo en la actualidad es intermitente.

Río Guenguel

La cabecera del río Guenguel está ubicada dentro de la cuenca del río Senguer a 1300 m s.n.m. Está rodeada por las morenas laterales correspondientes a la GGP de los lóbulos glaciares “río Huemules” y “lago General Carrera - Buenos Aires” (Fig. 2.8). La ablación de los glaciares correspondiente a la GGP originó una llanura proglacial (“Meseta del río Guenguel”), sobre la cual se desarrolló el río Guenguel afluente del Mayo. En el presente, el río Guenguel es intermitente, recibe aportes nivo-pluviales durante el invierno.

Descripción de las unidades geomorfológicas del área de estudio

Se presenta un mapa crono-geomorfológico del “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer” (Fig. 2.9). En la región las unidades fueron agrupadas de acuerdo a cuatro procesos geomorfológicos: fluviales, estructurales (incluyendo unidades tectónicas y endógenas que actualmente están bajo control estructural), glaciales y poligénéticos.

Procesos fluviales

Cauces permanentes

La unidad incluye el curso del río y sus llanuras de inundación (Fig. 2.9). La red de drenaje de la cuenca es dendrítica, parcialmente controlada por el paisaje estructural. A pesar de la estacionalidad de la precipitación en el área, hay dos ríos permanentes en la cuenca, el Senguer y Mayo. El río Senguer (Fig. 2.10B) es el principal río de la cuenca y el emisario del mayor sistema lacustre de la misma. Por otro lado, las cabeceras del río Mayo se ubican al O (en la cordillera de los Andes) donde la precipitación nival es alta. Ambos cauces reciben aportes de varios tributarios intermitentes.

El cauce del río Senguer presenta extensas secciones anastomosadas desde su área de cabecera hasta la confluencia con los ríos Apeleg y Genoa (70° 06' O). El patrón anastomosado se originó debido a la alta disponibilidad de sedimentos de origen glacial. En este sector el río presenta llanuras de inundación anchas (4,5 km), baja canalización, alta sedimentación, bajo a moderado caudal (34 m³/s) e inundaciones durante la primavera. La diferencia de altitud entre el lecho del río y la terraza más alta es de 10 m.

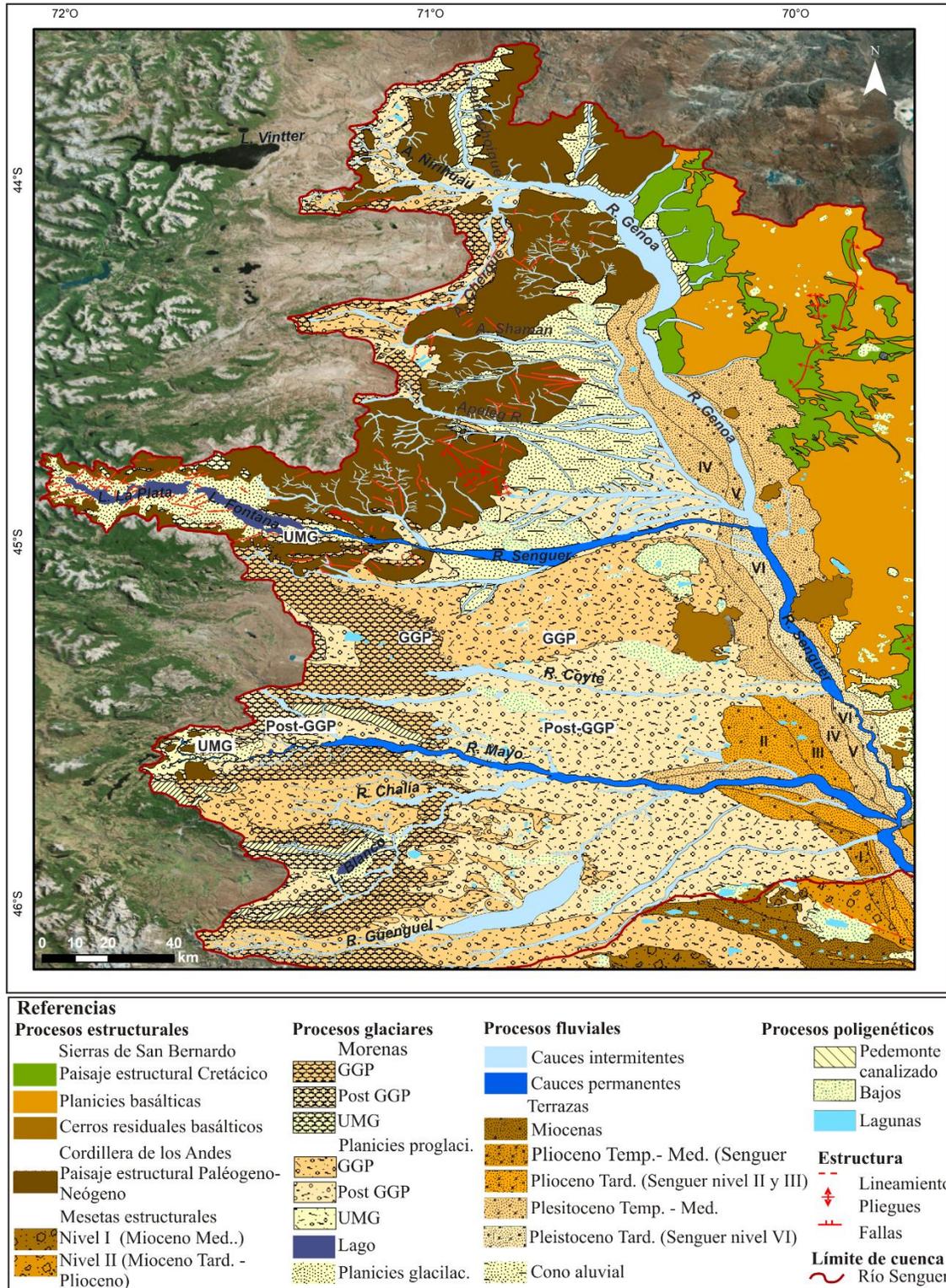


Figura 2.9. Mapa crono-geomorfológico del “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”. La compilación de este mapa está basada en datos de esta tesis así como en los trabajos de Dal Molin (1998), Lapido y Márquez (1999), Haller (2002), Dal Molin y González Díaz (2002), Escosteguy et al. (2003), Cobos y Panza (2003), Coronato et al. (2004), Rabassa et al. (2011).

El río Senguer posee un patrón de drenaje meándrico en su recorrido N-S desde su confluencia con los ríos Genoa y Apeleg, hasta el sur de las sierras de San Bernardo, debido al incremento de su caudal ($53 \text{ m}^3/\text{s}$) y una carga sedimentaria más baja. Las llanuras inundables en este sector son más angostas (1 km) y se observan seis niveles de terraza. La diferencia de altitud entre el lecho del curso de agua y la terraza más alta es de 150 m.

El cauce del río Mayo presenta una sección anastomosada desde su área de cabecera hasta los $71^\circ 03' \text{ O}$. A diferencia del río Senguer, sus llanuras de inundación son angostas (2,5 km) y se encuentra más encausado. Varios niveles de terraza se pueden observar para este río. La diferencia de altitud entre su lecho y la terraza más alta es de 80 m.

Cauces intermitentes

La mayoría de los cursos de agua de la cuenca son intermitentes y fluyen hacia algunos de los principales tributarios del río Senguer, sin embargo, algunos cauces terminan en lagunas o bajos sin salida. El Genoa y el Apeleg son los ríos intermitentes más importantes debido a su extensión y al tamaño de las terrazas a lo largo de sus recorridos (Fig. 2.9).

El patrón de drenaje de ambos ríos es anastomosado hasta confluir con el río Senguer, probablemente, debido a la alta disponibilidad de sedimentos de origen glaciar de la zona. Además, ambos cursos de agua presentan planicies de inundación anchas (5 km) (Fig. 2.10C). El Genoa presenta cinco niveles de terrazas, con una diferencia de 40 m entre la más alta y el lecho del cauce. El río Apeleg en su cabecera fluye a través de un extenso cono aluvial de 20 km de largo. El abanico fue producido por la removilización de sedimentos de origen glaciar por el río Apeleg en una etapa previa. Después de atravesar el cono aluvial, el río se encausa, presentando varios niveles de terrazas. La diferencia de altitud entre el lecho del río y su terraza más alta es de 10 m.

Finalmente, otro de los principales cauces intermitentes, el río Guenguel, se encuentra en el sector meridional de la cuenca. En su área de cabecera, el patrón de drenaje es meándrico presentando llanuras de inundación de 0,5 km y dos niveles de terrazas. La diferencia de altitud entre el lecho del curso de agua y la terraza más alta es de 80 m. Cuando el río alcanza las llanuras proglaciales, presenta una sección anastomosada de 35 km de largo y 7 km de ancho. Cerca de la confluencia con el río Mayo, el Guenguel vuelve a tener un patrón meándrico con llanuras de inundación de 0,5 km. En este sector la diferencia de altitud entre su cauce y la terraza de mayor altura es de 50 m.

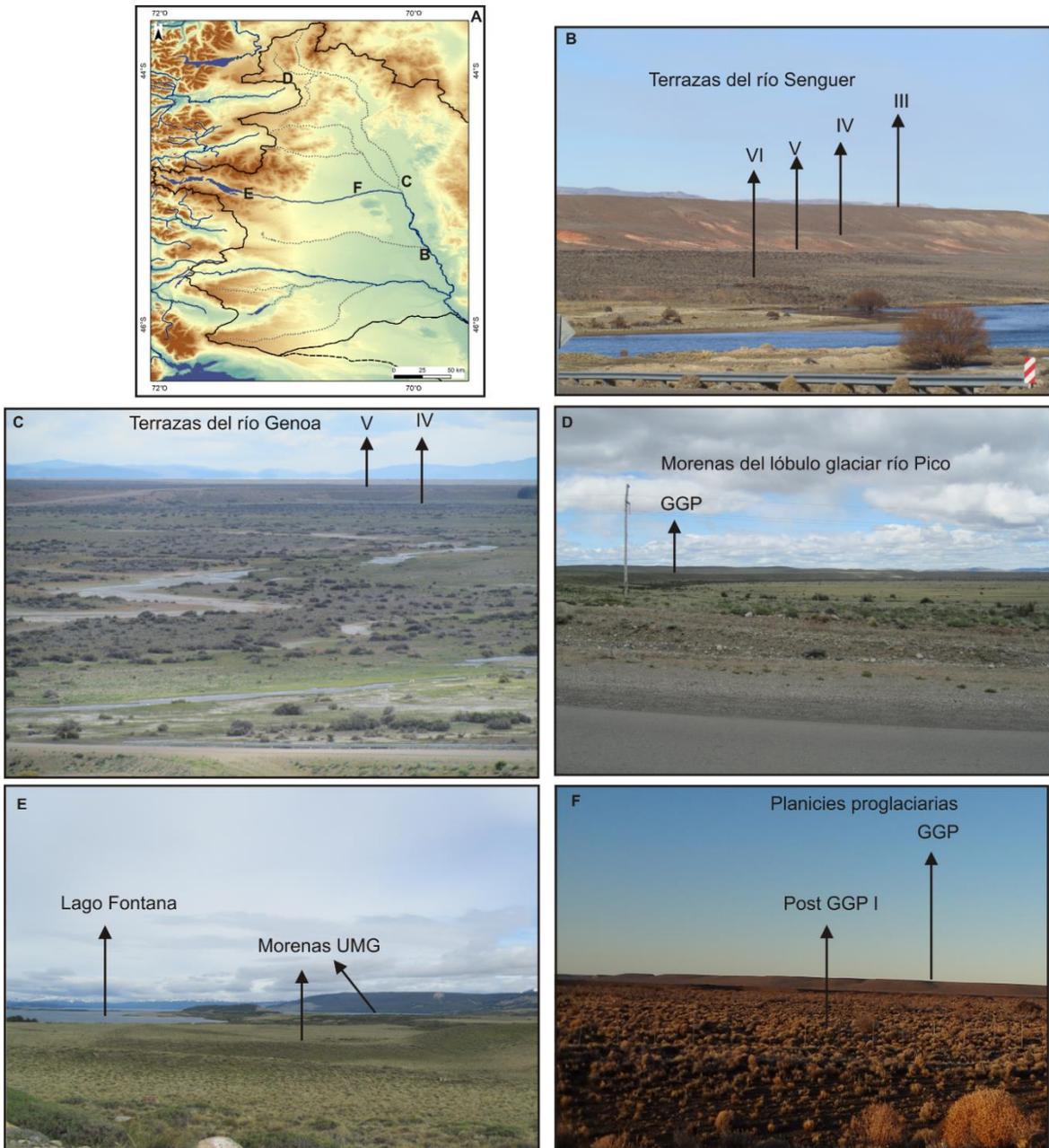


Figura 2.10. Registro fotográfico de las geoformas durante el trabajo en campo. **(A)** Localización de las fotografías. **(B)** Terrazas III, IV, V y VI del río Senguer. **(C)** Terrazas IV y V del río Genoa. **(D)** Vista desde el norte al sur del “Lóbulo glaciar río Pico” **(E)** Morenas UMG en el “Lóbulo glaciar lago Fontana”. **(F)** Planicies proglaciarias GGP y Post GGP I.

Terrazas

Se observan dos sistemas de terrazas en este sector, las terrazas del río Senguer y sus tributarios y un sistema de terrazas antiguo desconectado de los principales cauces

actuales de la cuenca. En esta tesis se analiza con especial atención las terrazas del río Senguer que son las que se encuentran mejor preservadas. Las edades asignadas a cada uno de los niveles se basaron en la hoja geológica 4769-I El Pluma (Cobos y Panza, 2003). En la carta las terrazas sólo se definen para el sector sur de las sierras de San Bernardo, donde el río Senguer cambia su recorrido N-S en dirección SO-NE. En la presente tesis doctoral se definen los niveles a lo largo de todo el recorrido del Senguer y sobre las márgenes de los ríos Apeleg y Genoa. Además, las terrazas que se originaron durante el Pleistoceno se asocian con las glaciaciones de esa época.

Sistema de terrazas del río Senguer (I, II, III, IV, V, VI): el Senguer en su recorrido NS sobre el faldeo occidental de las sierras de San Bernardo, luego de su confluencia con los ríos Apeleg y Genoa, presenta seis niveles de terrazas (Fig. 2.9). Algunas de las terrazas continúan en las márgenes de los ríos Genoa y Apeleg y otras no.

El nivel I corresponde al Plioceno Temprano-Medio y están conformadas por gravas y arenas gruesas. Su mayor ancho es de 4,5 km, se encuentra a 180 m sobre el cauce actual del río Senguer y posee una pendiente en dirección al cauce de 0,6 %. Solo se observan al sureste del mapa sobre la margen derecha del curso de agua (Fig. 2.9). Los niveles II y III corresponden al Plioceno Tardío. Son litológicamente similares, compuestos de gravas y arena mediana. El nivel II se encuentra 30 m debajo de la terraza I, con una pendiente del 0,4 % en dirección al cauce. El nivel III (Fig. 2.10B) se encuentra a 25 m por debajo de la terraza II con una pendiente del 0,4 % en dirección al río. Ambos niveles se localizan solo en la margen derecha del Senguer y son más anchas antes (7 km nivel II y 6,5 km nivel III) que después (1,8 km nivel II y 2 km nivel III) de la confluencia de los ríos Senguer y Mayo (Fig. 2.9). Estos tres niveles más antiguos se encuentran poco preservados debido a la erosión del río, especialmente durante el derretimiento de las masas de hielo de las glaciaciones Pleistocenas.

El nivel IV (Fig. 2.10B) corresponde al Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano. Su origen se asocia con el aumento de la descarga de los ríos debido al flujo proveniente de la ablación de los glaciares correspondiente a la GGP. La terraza está compuesta por gravas y arenas medianas y finas. Se localiza 25 m más abajo que la terraza III, con una pendiente de 0,2 % en dirección al río. De N-S este nivel se extiende en ambos márgenes de los ríos Senguer y Genoa desde los 42° 17' S hasta el sur de las sierras de San Bernardo, presentando un ancho máximo de 9 km (Fig. 2.9). Así como el resto de los niveles, después

de la confluencia de los ríos Senguer y Mayo, la terraza nivel IV se angosta en la margen izquierda del Senguer.

El nivel V (Fig. 2.10B) corresponde al Pleistoceno Medio - Temprano. Su origen se asocia con un mayor caudal del río producido por el derretimiento de las masas de hielo correspondientes a la Post GGP I. Su composición es similar a la terraza IV, se encuentra 20 m más bajo de la misma y posee una pendiente de 0,2 % en dirección al río. Al igual que el nivel IV, la terraza V se extiende desde los 42° 17' S en el N de la cuenca, hasta el extremo sur de las sierras de San Bernardo, en las márgenes de los ríos Senguer y Genoa. Al N se encuentran bien conservadas, presentando un ancho máximo de 6 km, que se reduce a 1,5 km después de la confluencia de los ríos Senguer y Mayo. (Fig. 2.9).

El nivel VI (Fig. 2.10B) corresponde al Pleistoceno Tardío - Holoceno Temprano. Su origen se asocia con el aumento de la descarga de los ríos debido al flujo proveniente de la ablación de los glaciares correspondiente a la UMG. La terraza está compuesta de grava y arena fina. Se encuentra 15 m más abajo que el nivel V, posee una pendiente de 0,4 % en dirección al río. Este nivel se encuentra bien conservado en la margen derecha del río Senguer, con un ancho máximo de 6,5 km. Sin embargo, al contrario de las terrazas IV y V, el nivel VI no se lo encuentra en los márgenes del río Genoa (Fig. 2.9 y 2.10C).

Sistema de terrazas antiguas: se distinguen dos sistema de terrazas antiguas localizadas al SE de esta región. Todas ellas se originaron en eventos anteriores a las glaciaciones pleistocenas y corresponden a ríos que en la actualidad presentan un régimen intermitente como el Cañadón Salado. Por su posición topográfica, estos sistemas se asignan al Mioceno y al Plioceno Temprano-Medio (Cobos y Panza, 2003). La litología de todos los niveles es similar, principalmente compuesta de conglomerados con matriz arenosa (Fig. 2.9).

Conos aluviales

Los conos aluviales están compuestos principalmente de gravas, arenas y limos. La unidad incluye los denominados “depósitos aluviales” de la carta geológica Alto Río Senguer (Dal Molin, 1998) y “depósitos glaciarios” no diferenciados de la carta geológica Gobernador Costa (Lapido y Márquez, 1999). El desarrollo de los conos se relaciona principalmente con la remoción de material de las morenas o planicies proglaciares de la GGP o Post GGP I, a excepción de casos particulares de menor extensión cuyo origen se asocia a la erosión de los sistemas serranos (de los Andes o Patagónides).

Se destacan dos grandes conos de más 30 km de largo y 25 de ancho al E de la cabecera del río Apeleg (Fig. 2.9), que poseen una pendiente aproximada de 0,6 %. Si bien sus depósitos han sido asignados al Holoceno como producto de la removilización de materiales correspondientes a UMG (Martínez et al., 2014), en la presente tesis se postula que corresponden a materiales removilizado de los eventos GGP y Post GGP I. El ápice de los conos se relaciona con el río Apeleg y el arroyo Shaman que drenan el valle del río Apeleg. En la cabecera ambos cursos de agua solo se observan las morenas y planicies proglaciarias correspondientes a la GGP y Post GGP I. Las morenas frontales correspondientes a las masas de hielos del UMG se encuentran a más de 40 km de distancia y a 100 m por debajo del actual límite de la cuenca en este sector y a más de 80 km de distancia del ápice de los conos. De esta forma es poco probable que los depósitos de ablación correspondientes al UMG se encuentren en esta zona. Por otro lado, los abanicos y, en especial, su frente se encuentran altamente retrabajados por una red de drenaje actual, lo que permite estimar que no han sido conformados por depósitos modernos.

Este tipo de geoforma también se puede observar al N del mapa en el valle del arroyo Putrachoique (Fig. 2.9). En la hoja geológica Trevelín (Haller, 2002), se denomina al material de los conos como depósitos de segundo nivel, debido a que se desarrollaron sobre los depósitos glaciafluviales GGP y Post GGP I que se observan en diversos sectores aledaños como en el valle del arroyo Ñiriheau y en la confluencia del arroyo Putrachoique con el río Genoa.

El abanico aluvial desarrollado al O del “lóbulo glaciar lago Fontana” es una excepción a los casos descritos (Fig. 2.9). Posee 28 km de largo, 20 de ancho y una pendientes de 0,5 %. En este sector de la cuenca se alcanzó a desarrollar el manto de hielo correspondiente a UMG. Por lo que este cono en particular podría contener material derivado de la erosión de las morenas y depósitos del UMG.

Procesos estructurales

Sierras de San Bernardo (Sistema Patagónides)

Las sierras de San Bernardo se extienden desde el N de la cuenca hasta aproximadamente 46° S, donde el río Senguer cambia su trayectoria en dirección SO-NE (Fig. 2.9). Es un sistema de secuencias sedimentarias plegadas y falladas cuyos principales movimientos se produjeron durante el Cretácico (Ramos, 1999; Cobos y Panza, 2003). La

estructura se caracteriza por pliegues anticlinales y fallas con orientación N-S. Fallas menores y lineamientos con orientación NO-SE y NE-SO también pueden observarse. Las secuencias sedimentarias están parcialmente cubiertas por basaltos (Mioceno Tardío - Pleistoceno Temprano) que generan características de meseta que alcanza alturas máximas de 1200 m s.n.m. Cuestas y crestas asociadas con la erosión del paisaje estructural se localizan en el extremo más austral de las sierras. Inselbergs basálticos y pequeños volcanes de 500-700 m, originados durante el Pleistoceno Medio - Tardío, se observan en el faldeo occidental de los Patagónides. (Fig. 2.9).

Cordillera de los Andes

La cordillera de los Andes se extiende de N-S a lo largo de los límites occidentales de la cuenca del río Senguer (Fig. 2.9). En la región su altura máxima es de 1600 m s.n.m. Se compone principalmente de rocas ígneas (volcánicas mesosilícicas) plegadas y falladas cuyos principales movimientos se desarrollaron durante el Paleógeno - Neógeno (Ramos, 1982; Cobos y Panza, 2003). Esta unidad geomorfológica ejerce un fuerte control estructural sobre las cabeceras de los principales ríos de la cuenca. Además, la cordillera de los Andes tiene una importante influencia orográfica en la región. La precipitación media anual en el sector cordillerano es de 1200 mm, mientras que a solo 50 km de distancia en dirección E la precipitación media anual es de 250 mm.

Mesetas estructurales

Dos niveles principales de mesetas estructurales se localizan al SO del área de estudio (Fig. 2.9). El nivel I (1000-700 m s.n.m) se originó durante el Mioceno Medio y el II (700-550 m s.n.m.) durante el Mioceno Tardío - Plioceno (Cobos y Panza, 2003). Por cuestiones de escala, dentro del primer nivel se agruparon por edades las mesetas de agradación pedemontana I, II y III descritas por Cobos y Panza (2003), mientras que en el segundo nivel se agruparon las mesetas IV y V especificadas por los mismos autores.

Estas geofomas se formaron por erosión de la cordillera de los Andes durante períodos tectónicamente activos. Actualmente se encuentran elevadas por procesos de inversión de relieve derivados de erosión diferencial. Lo cual se debe a que en el pasado ocuparon zonas topográficamente bajas que se cubrieron de mantos de gravas ("rodados patagónicos" (Martínez et al., 2009b)), a diferencia de las zonas aledañas donde los depósitos del cretácico y del terciario quedaron descubiertos. Todos los niveles presentan una pendiente hacia el E menor a 1° (Cobos y Panza, 2003).

Las mesetas I están conformadas por conglomerados y arenas finas. El nivel II, por su composición litológica (gravas con arenas y bloques) y su posición topográfica es difícil de diferenciarlos de los rodados derivados de la ablación glacial. En el presente trabajo se coincide con lo propuesto por diversos autores (Lapido, 1979; Escosteguy, 2003; Martínez et al., 2014) que postulan que en esta región los depósitos proglaciarios alcanzaron grandes extensiones hacia el sector extra-andino, mientras que las mesetas de gradación pedemontana se hayan poco conservadas y su extensión es menor que la propuesta por Fidalgo y Riggi (1965) y Cobos y Panza (2003).

Procesos glaciales

Morenas

El análisis de las morenas glaciales ayuda a comprender la extensión que tuvo cada evento glacial y cuáles fueron los cambios geomorfológicos que produjeron en el área de estudio. Si bien algunas glaciaciones del Pleistoceno alcanzaron la posición que actualmente ocupan las cabeceras de los principales ríos de la cuenca del Senguer otras tuvieron un menor desarrollo. Esto se analiza a través de la posición alcanzada hacia el E por las morenas frontales de cada período glacial (Figs. 2.6, 2.7, 2.8 y 2.9).

Gran Glaciación Patagónica (GGP): las morenas de mayor extensión (71° O) hacia el sector extra-andino (E) corresponden a este avance glacial (Coronato et al., 2004; Rabassa et al., 2011) y se encuentran en las cabeceras de todos los principales ríos de la cuenca del Senguer (Fig. 2.10D). Se ubican entre 1200-800 m s.n.m. y su ancho promedio es de 10 km (ancho máximo 20 km). Las morenas laterales están bien conservadas mientras que las frontales están altamente erosionadas. En la mayor parte de las cabeceras de los ríos Chalía, Guenguel y algunos sectores de las cabeceras de los ríos Genoa y Apeleg, las morenas GGP dividen las cuencas que drenan hacia el río Senguer de las que fluyen hacia el océano Pacífico.

Todos los principales cursos de agua de la cuenca del Senguer (excepto el Guenguel y Chalía) han erosionado las morenas frontales correspondientes a la GGP, debido al aumento de la descarga producida por la ablación de las masas de hielo de glaciaciones posteriores. La cabecera de los ríos Guenguel y Chalía están rodeadas por las morenas de los lóbulos glaciares adyacentes (Figs. 2.8 y 2.9) razón por la cual no necesitaron atravesar ninguna morena frontal. Por otro lado, sus áreas de drenaje se

mantuvieron elevados y no fueron ocupados por los eventos glaciales de otras glaciaciones Pleistocenas.

Post Gran Glaciación Patagónica (Post GGP I, II y III): Las morenas frontales correspondientes a la Post GGP I alcanzan $71^{\circ} 20' O$ y se encuentran rodeadas hacia el E por las morenas de la GGP (Coronato et al., 2004; Rabassa et al., 2011). Las morenas Post GGP II y III se desarrollan al O de las morenas anteriores. En general se ubican entre 950 y 650 m s.n.m. y su ancho promedio es de 4 km. En algunos lóbulos glaciares es difícil distinguir las morenas correspondientes a todos los eventos glaciares Post GGP ya que se encuentran sobreimpuestos (Coronato et al., 2004).

Las morenas frontales Post GGP III y I se encuentran altamente erosionadas en la cabecera de los ríos Senguer y Mayo, debido al aumento de sus descargas durante el derretimiento de las masas de hielo del UMG. Mientras que en la mayor parte de las cabeceras de los ríos Genoa, Apeleg y Coyte las morenas Post GGP I dividen las cuencas que drenan hacia el río Senguer de aquellas que fluyen hacia el océano Pacífico (Figs. 2.6, 2.7, 2.8 y 2.9). Y los mismos ocurren en el valle del lago Blanco con las morenas Post GGP III.

Último Máximo Glacial (UMG): las morenas correspondiente al UMG alcanzaron la menor extensión hacia el E ($71^{\circ} 40' O$), debido a que se desarrollaron principalmente glaciares de valle y no de pedmonte como en las glaciaciones anteriores. Dentro de la cuenca del río Senguer, las morenas UMG sólo se localizan en el “lóbulo glaciar lago Fontana” (Figs. 2.7, 2.9 y 2.10E) y se encuentran altamente erosionadas (Ramos, 1981, Lapido y Márquez, 1999). Si bien no se observan morenas UMG en otros sectores, si se pueden observar planicies proglaciares correspondientes al este avance glacial en el área de cabecera del río Mayo.

Planicies proglaciares

Gran Glaciación Patagónica (GGP): estas planicies se localizan por fuera de las morenas frontales de la GGP (Fig. 2.9). Su origen se asocia a la acumulación de sedimentos glacifluviales correspondientes a la GGP. Litológicamente se componen de grava y arena gruesa que recubre las formaciones geológicas Río Mayo y la Chaliá (Dal Molin y González Díaz, 2002). Se localizan entre 1350 y 650 m s.n.m. (Fig. 2.10F). En el NO de la cuenca se ubican a una mayor altura que en el SE. A lo largo del área de estudio la preservación de las mismas es variable ya que se trata de las planicies más antiguas que

han sido erosionadas por el derretimiento de las masas de hielo durante el Pleistoceno o por la erosión fluvial en el Holoceno.

Las planicies GGP se observan bien desarrollada en la cabecera de los ríos Guenguel y Chalfía, con una longitud aproximada de 35 km, una pendiente de 1 % en sentido O y altamente disectadas por cursos fluviales que actualmente son intermitentes. También están bien preservadas al N del río Coyte debido a la ausencia de cursos de agua en esa zona. Además, remanentes de estas geoformas se observan al S del valle fluvial del río Mayo (Dal Molin y González Díaz, 2002) y en las cabeceras del río Genoa.

Post Gran Glaciación Patagónica (Post GGP I, II y III): estas planicies se localizan por fuera de las morenas frontales de la GGP (al igual que las anteriores) y entre las morenas frontales correspondientes a los distintos eventos Post GGP y GGP (Fig. 2.9 y 2.10F). Su origen es por acumulación de sedimentos glacifluviales correspondiente principalmente a la Post GGP I y III. Litológicamente se componen de gravas y arena mediana (Dal Molin y González Díaz, 2002). El hecho de que estas planicies proglaciares se extiendan al exterior de las morenas correspondientes al evento glacial GGP ejemplifica la capacidad erosiva de los ríos durante los períodos interglaciarios del Pleistoceno Medio. Estas planicies se localizan entre 850-450 m s.n.m. En el NO de la cuenca se las observa a alturas mayores que en el SE.

Externas a las morenas de la GGP, las planicies proglaciares Post GGP están bien conservadas desde el S del arroyo Coyte hasta el río Guenguel (Dal Molin y González Díaz, 2002; Escosteguy et al., 2003; Martínez et al., 2014), en las cabeceras de los ríos Genoa y Apeleg. A su vez, aunque el material cercano a la confluencia de los ríos Genoa y el Apeleg con el Senguer se ha asignado al UMG (Lapido y Márquez, 1999; Martínez et al., 2014), en este estudio se considera que esas unidades corresponden al derretimiento de las masas de hielo de la Post GGP I. Esto se debe a que estas unidades son externas a las morenas GGP y a que litológica y topográficamente se relacionan con las planicies proglaciares al S del río Coyte (las cuales corresponden a la Post GGP I) (Fig. 2.9). Además, la divisoria de cuenca en las cabeceras de los ríos Apeleg y Genoa, está conformadas por las morenas frontales correspondientes a la Post GGP I. Por otro lado, las cabeceras de los ríos Genoa y Apeleg están situadas a 40 km al O y a 100 m por encima de las morenas frontales correspondiente al UMG (Fig. 2.6). Por lo tanto, es improbable que los materiales del UMG se hayan movilizadado hacia la cuenca del río Senguer desde los lóbulos glaciares (Iago Vintter, río Pico y Cisne) adyacente a la cabecera de los ríos Genoa y Apeleg.

Las planicies Post GGP también se encuentran bien conservadas entre las morenas frontales de los distintos eventos Post GGP y GGP en la cabecera de los ríos Mayo y Coyte y en el valle del lago Blanco. Los depósitos proglaciales en los últimos dos sectores han sido asignados al UMG (Dal Molin y González Díaz, 2002), sin embargo en esas zonas las morenas frontales del UMG se localizan en los lóbulos glaciares de los ríos Ñirehuao y Huemueles, 20 km al O y 70 m por debajo del actual límite de cuenca (Figs. 2.7 y 2.8). De manera que, en este sector también hay poca probabilidad de que los materiales correspondientes al UMG hayan sido transportados hacia cuenca del río Senguer.

Último Máximo Glacial (UMG): dentro de la cuenca del río Senguer estas planicies se localizan a 700-650 m s.n.m., entre las morenas frontales correspondientes a la Post GGP III y a la GGP (Fig. 2.9). Se componen de sedimentos glacifluviales correspondiente al UMG. En la cuenca del río Senguer las planicies UMG tuvieron menor extensión debido a que el evento UMG fue de menor magnitud y se desarrollaron glaciares de valle.

Las planicies UMG sólo se encuentran bien desarrolladas en las cabeceras del río Mayo (Dal Molin y González Díaz, 2002), que se ubica a 3 km hacia el E de la morena frontal correspondiente al UMG del “lóbulo glaciar río Simpson” (Fig. 2.7). Por otra parte, a pesar que el avance UMG tuvo lugar en el “lóbulo glaciar lago Fontana”, no se encuentran allí planicies proglaciarias UMG, probablemente debido a que el río Senguer las haya erosionado durante el Holoceno, como se puede observar en el gran cono aluvial que se ha desarrollado en su cabecera.

Cuencas lacustres (lagos – paleoplanicie lacustre)

En el “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer” solo hay dos cuencas lacustres de importancia. La de mayor tamaño se encuentra en el “lóbulo glaciar lago Fontana” y la conforman los lagos La Plata y Fontana (Fig. 2.9). Los cuerpos de agua se localizan a 930 m s.n.m. y ocupan aproximadamente 165 km² (55 km de longitud y 3 km de ancho). Ambos lagos están rodeados de una paleoplanicie glaci-lacustre que alcanza hasta los 1000 m s.n.m. y se extiende por 375 km² (65 km de largo y 4,2 km de ancho en la margen de cada lago). Esto permite inferir que en el pasado un lago con una superficie de 540 km² y un volumen de 26,3 km³ mayor al actual ocupó esta área.

La otra cuenca lacustre de importancia en este sector es la ocupada por el lago Blanco (Fig. 2.9). El lago Blanco se localiza a 565 m s.n.m., ocupando aproximadamente 25 km² (15 km de largo y 1,5 km de ancho). El cuerpo de agua está rodeado por una paleoplanicie glaci-lacustre que alcanza los 600 m s.n.m. y se extiende por 125 km² (30 km

de largo y 3,2 km de ancho desde la margen del lago). Se deduce que en el pasado un lago con una superficie de 125 km² y un volumen de 3,5 km³ mayor al actual ocupó esta área.

Por último, remanentes de planicies glaci-lacustre se pueden observar en la cabecera del río Mayo. La presencia de estos cuerpos de agua y planicies glaci-lacustres son indicativos de la posición alcanzada por las masas glaciares.

Procesos poligenéticos

Bajos sin salidas y lagunas temporarias

Los bajos sin salidas son depresiones semi-cerradas de morfología y dimensiones diversas que se desarrollan en diferentes tipos de sustratos y generalmente contienen una red de drenaje centrípeta y poco integrada (Mazzoni, 2001; Mazzoni y Rabassa, 2013). Por cuestiones de escala los diferentes tipos de bajos no se han diferenciado en el mapa geomorfológico, pero, se presenta una breve descripción de los que se encuentran en la región

- Depresiones circulares y semicirculares de entre 1-4 km de diámetro desarrolladas sobre el plateau basáltico, asiladas o parcialmente conectadas por la expansión de sus cuencas o los drenajes locales (Fig. 2.9). En su mayoría, en el interior se encuentran ocupadas por lagunas someras, salinas, con fondo arenoso. Su origen se debe al colapso del plateau basáltico producto de deslizamientos rotacionales asociado a la pérdida de materiales subyacentes (Mazzoni y Rabassa, 2013).
- Depresiones circulares y semicirculares profundas (aproximadamente 10 km de diámetro y 150 m de profundidad) localizadas sobre las planicies proglaciarias (Fig. 2.9). El talud que las circunda posee una pendiente de entre 2-5 % con morfología escalonada, generada por fracturas semicirculares lo que sugiere un origen por colapso. En algunos casos los procesos eólicos, fluviales y de remoción en masa han remodelado estos bajos (Martínez et al., 2014). En su interior se alojan lagunas temporarias o mallines.
- Pequeñas depresiones cerradas alineadas, que al igual que las anteriores, se desarrollan sobre las planicies proglaciares, pero se caracterizan por poseer una dimensión menor (0,5-2 km de diámetro) y la presencia de lagunas temporarias en su interior. Frecuentemente se encuentran alineadas a lo largo de paleodrenajes de la planicie proglaciar por lo que se las asocia con un origen

glacifluvial (Fig. 2.7). Posteriormente, estos bajos han sido fuertemente remodelados por procesos eólicos, fluviales y de remoción en masa (Martínez et al., 2014).

Pedemonte canalizado

Se encuentran a lo largo del frente de escarpa de los principales sistemas serranos, cordilleranos y los relieves estructurales de la zona (Fig. 2.9). Su origen se produjo por acumulación continua de material poco consolidado durante el Holoceno en el piedemonte, sobre los que se desarrolla una red de drenaje efímera de patrón paralelo.

Evolución geomorfológica e hidrológica del “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”

La Gran Glaciación Patagónica se desarrolló durante el Pleistoceno Temprano (1,1 - 1 Ma) (Fig. 2.11A). En las cabeceras de todos los principales ríos de la cuenca del río Senguer se pueden observar geoformas asociadas con este evento glacial. Debido a la extensión de las morenas correspondientes a la GGP, se puede estimar que este fue el evento glacial más importante del Pleistoceno (Coronato et al., 2004; Rabassa et al., 2011).

Durante la GGP, la divisoria de agua de la cuenca del río Senguer se localizó al O de sus límites actuales. Cuando se produjo la ablación de los glaciares correspondiente a la GGP, los principales cursos fluviales de la cuenca del río Senguer drenaron el agua de deshielo hacia esta última. Las extensas llanuras proglaciales correspondientes al evento GGP se formaron en toda la cuenca y alcanzaron la costa E del río Senguer en la vertiente occidental de las sierras de San Bernardo (Fig. 2.11A). A su vez, se desarrolló el nivel de terraza IV del río Senguer (Pleistoceno Temprano), debido al aumento del caudal proveniente de la ablación glacial (Fig. 2.11).

En gran parte del área de cabeceras de los ríos Chalía y Guenguel, las morenas generadas por la GGP dividen las cuencas hidrográficas que drenan hacia el río Senguer de aquellas que fluyen hacia el océano Pacífico (Fig. 2.7). Todas las morenas frontales correspondientes a la GGP han sido erosionadas por los principales cauces de la cuenca (Fig. 2.11A).

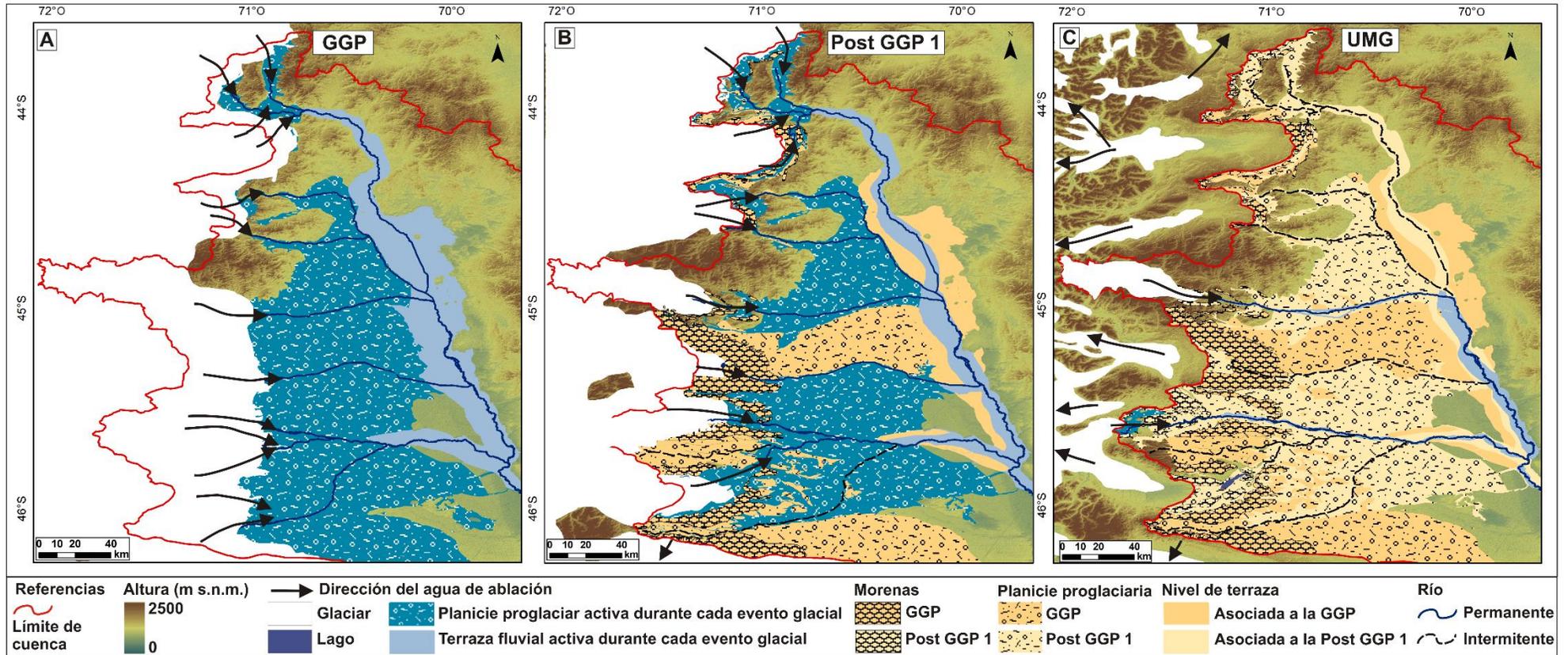


Figura 2.11. Evolución geomorfológica e hidrológica del “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer” en relación con las glaciaciones pleistocenas. Las masas de hielo correspondientes a la GGP (A) y Post GGP I (B) ocuparon todas las cabeceras de los principales ríos de la cuenca. Las morenas, planicies proglaciares y terrazas relacionados con ambas glaciaciones pueden observarse en diversos sectores de esta área. Las masas de hielo correspondientes al UMG (C), dentro de la cuenca del Senguer, sólo ocuparon el “lóbulo glaciar lago Fontana” donde se observan sus morenas. Las planicies proglaciares UMG sólo se observan en las cabeceras del río Mayo. La terraza relacionada a la ablación glacial del UMG sólo se distingue en la margen del río Senguer. En la actualidad sólo el Senguer y el Mayo, que han erosionado las morenas frontales de todos los eventos Post GGP son permanentemente. Las cabeceras de los ríos Genoa, Apeleg, Coyte y el valle del lago Blanco se han reducido desde el Pleistoceno Tardío y las morenas Post GGP I y III dividen las cuencas que drenan hacia el río Senguer de las que fluyen hacia el océano Pacífico y estos ríos son intermitentes.

En el Pleistoceno Medio (0,781 – 0,126 Ma) se desarrollaron las Post Gran Glaciación Patagónica I, II y III (Fig. 2.11B). La extensión glacial de estos eventos fue menor que la de la GGP. Eso se relaciona con episodios de profundización de los valles producidos por una alta erosión del paisaje originada luego de un ascenso de los Andes que tuvo lugar entre 1 y 0,7 Ma (Rabassa y Coronato, 2009). Por este motivo las glaciaciones posteriores a la GGP desarrollaron glaciares de valle en lugar de glaciares de pedemonte (Rabassa y Coronato, 2009) y sus morenas tienen menor extensión en el área extra-andina (Coronato et al., 2004; Rabassa et al., 2011). Durante las glaciaciones Post GGP la divisoria de agua de la cuenca del río Senguer también se localizó al O de sus límites actuales.

Los ríos Genoa, Apeleg y Coyte drenaron el agua de ablación glacial hacia la cuenca del río Senguer hasta la Post GGP I, mientras que los ríos Senguer y Mayo y el arroyo del lago Blanco lo hicieron hasta la Post GGP III. Al igual que en el período interglacial posterior a la GGP, las planicies proglaciares que se generaron por la ablación de los glaciares de la Post GGP I alcanzaron la costa O del río Senguer (Fig. 2.11B) y se originó un nuevo nivel de tarraza (V) del río Senguer (Pleistoceno Medio) (Fig. 2.11B).

Las morenas frontales correspondientes a Post GGP I no han sido erosionadas en las cabeceras de los ríos Apeleg, Coyte y Genoa y lo mismo ocurre con las morenas Post GGP III en el valle del lago Blanco. Solo los ríos Senguer y Mayo han erosionado las morenas frontales correspondientes a todos los eventos Post GGP (Fig. 2.11C). Esto demuestra que la capacidad de erosión durante la ablación de los glaciares de la Post GGP y UMG en esta región fue menor que durante el derretimiento de los glaciares de la GGP. En la actualidad, en gran parte del área de cabeceras de los ríos Genoa, Apeleg y Coyte y en el valle del lago Blanco, las morenas de la Post GGP I y III dividen las cuencas que drenan hacia el río Senguer de las que fluyen hacia el océano Pacífico (Fig. 2.11C).

En el Pleistoceno Tardío (0,126 - 0,011 Ma) se desarrolló el Último Máximo Glaciar (Fig. 2.11C). La extensión de los glaciares del mismo fue menor que la anterior. Martínez et al. (2009) proponen que durante el UMG, en áreas específicas, se generaron glaciares de valles desconectados de los mantos de hielo de alta montaña. Durante esta época se produjeron procesos de inversión y reducción del área de drenaje en la cabecera de los principales ríos de la cuenca del Senguer. Esos procesos fueron favorecidos por una extensión glacial relativamente más corta durante el UMG y el efecto de endicamiento producido por las morenas de la Post GGP I y III localizadas en una posición topográfica más alta. Dentro de la cuenca del río Senguer, las masas de hielo sólo se extendieron en el “lóbulo glacial lago Fontana” donde las morenas UMG rodean al lago Fontana hacia el E (Figs. 2.7, 2.9 y 2.10E). En este valle probablemente se produjo un proceso glacial similar al descrito por Martínez et al. (2009) para el “lóbulo glacial lago Vintter”, donde durante el UMG se desarrolló un glaciar de valle cuyas morenas endican al lago en el E. Por el contrario, las

cabeceras de los ríos Genoa, Apeleg, Coyte y del arroyo del lago Blanco se encuentran 70 m por encima y a 20 km al O de las morenas frontales correspondientes al UMG. De esta manera, es poco probable que esos cursos fluviales drenaran el agua de la ablación glacial correspondiente al UMG hacia la cuenca del río Senguer. En su lugar, la descarga de deshielo fluyó hacia el océano Pacífico por los ríos (Corcovado, Pico, Cisne, Huemules) desarrollados al O de las morenas correspondientes a los distintos eventos Post GGP.

Las planicies proglaciares correspondientes al UMG sólo se encuentran bien desarrolladas en las cabeceras del río Mayo (Fig. 2.11C) (Dal Molin y González Díaz, 2002), el cual se sitúa a sólo 3 km al E y 20 m por encima de la morena frontal correspondiente al UMG en el lóbulo glacial del río Simpson (Fig. 2.8). Además, el río Mayo erosionó tanto las morenas correspondientes a la GGP como las correspondientes a la Post GGP I y III. Por esas dos razones, en este estudio se propone que el río Mayo drenó el agua de deshielo correspondiente al UMG del lóbulo glacial del río Simpson hacia la cuenca del río Senguer. En la cabecera del río Senguer no se observan planicies proglaciares UMG, probablemente debido a que el río Senguer las haya erosionado durante el Holoceno como lo atestigua el gran cono aluvial localizado su cabecera.

Otras evidencias que demuestran que el agua de ablación glacial del UMG no escurrió a través de los ríos Genoa y Apeleg, es el nivel de terraza VI del río Senguer (Pleistoceno Tardío - Holoceno Temprano). Este nivel se formó debido al aumento de la descarga del río durante el derretimiento de los glaciares del UMG (Fig. 2.11C). La terraza VI al contrario de los niveles IV y V, no aparece en los márgenes de los otros ríos (Fig. 2.9). El desnivel de las terrazas también es un indicativo del poder erosivo del río durante cada glaciación. La terraza IV presenta un desnivel de 30 m, la V de 20 m y la VI de 15 m. Indicando que la incisión fue mayor durante la GGP y menor durante el UMG como resultado de una disminución en el caudal.

Coronato et al. (2004) propusieron que durante el UMG el río Genoa podría haber recibido drenaje glacifluvial proveniente del SE del "lóbulo glacial lago Vintter", siguiendo los arroyos Ñirihuau y Putrachoique. Sin embargo, en este estudio se considera que la última vez que la conexión habría estado activa fue durante la Post GGP I. Debido a que las morenas del UMG tuvieron poca extensión en este sector y no llegaron a la cabecera de dichos arroyos. Por otro lado, los depósitos proglaciares a lo largo de las márgenes de ambos arroyos corresponden a los eventos GGP y Post GGP I y no al UMG (Lapido y Márquez, 1999).

En la actualidad, solo el río Senguer y Mayo permanecen con caudal constante a lo largo de todo el año. El primero es el emisario del mayor sistema lacustre de la cuenca, mientras que las cabeceras del río Mayo se ubican al O (en la cordillera de los Andes) donde la precipitación nival es alta (1200 mm/a). Por el contrario, los ríos Genoa, Apeleg, Coyte y el emisario del lago Blanco son intermitentes. Esto se debe tanto a la estacionalidad de las

precipitaciones (altamente concentradas en invierno) como a la reducción del área de cabecera ocurrida durante el Pleistoceno Tardío.

“Bajo de Sarmiento”

Descripción de las unidades geomorfológicas del área de estudio

Se presenta un mapa crono-geomorfológico del “Bajo de Sarmiento” (Fig. 2.12). En la región las unidades fueron agrupadas de acuerdo a cinco procesos geomorfológicos: fluviales, estructurales, lacustres, eólicos y poligénéticos.

Procesos fluviales

En este sector de la cuenca se diferencia una red de drenaje centripeta en dirección a los lagos Musters y Colhué Huapí y otra de carácter dendrítica controlada por el paisaje estructural en dirección a la cuenca del río Chico.

Cauces permanentes

La unidad incluye el curso del río y sus llanuras de inundación (Fig. 2.12). Los únicos cursos de agua permanente en el área son el río Senguer y el Falso Senguer (Fig. 2.13B y C). A pesar de la estacionalidad de la precipitación sus caudales se mantienen porque proviene del lago Fontana en la cordillera.

El Senguer es el tributario más importante de sistema lacustre Musters - Colhué Huapí. En este sector de la cuenca, se extiende en dirección SO-NE con extensas secciones anastomosadas desde las estribaciones S de las sierras de San Bernardo hasta los 45° 45' S. A partir de allí, el río presenta un patrón distributivo con la conformación de un abanico aluvial en dirección a los lagos antes mencionados (Fig. 2.13B). El cauce principal posee un patrón de drenaje meándrico y caudal constante, se localiza al O del cono y se dirige en sentido S-N hacia el lago Musters. Este cauce es considerado como la continuación del río Senguer, localmente se lo conoce con el nombre de “Zanjón del río Senguer”. El resto de los cauces del abanico son en su mayoría intermitentes con patrones anastomosados y meandros abandonados.

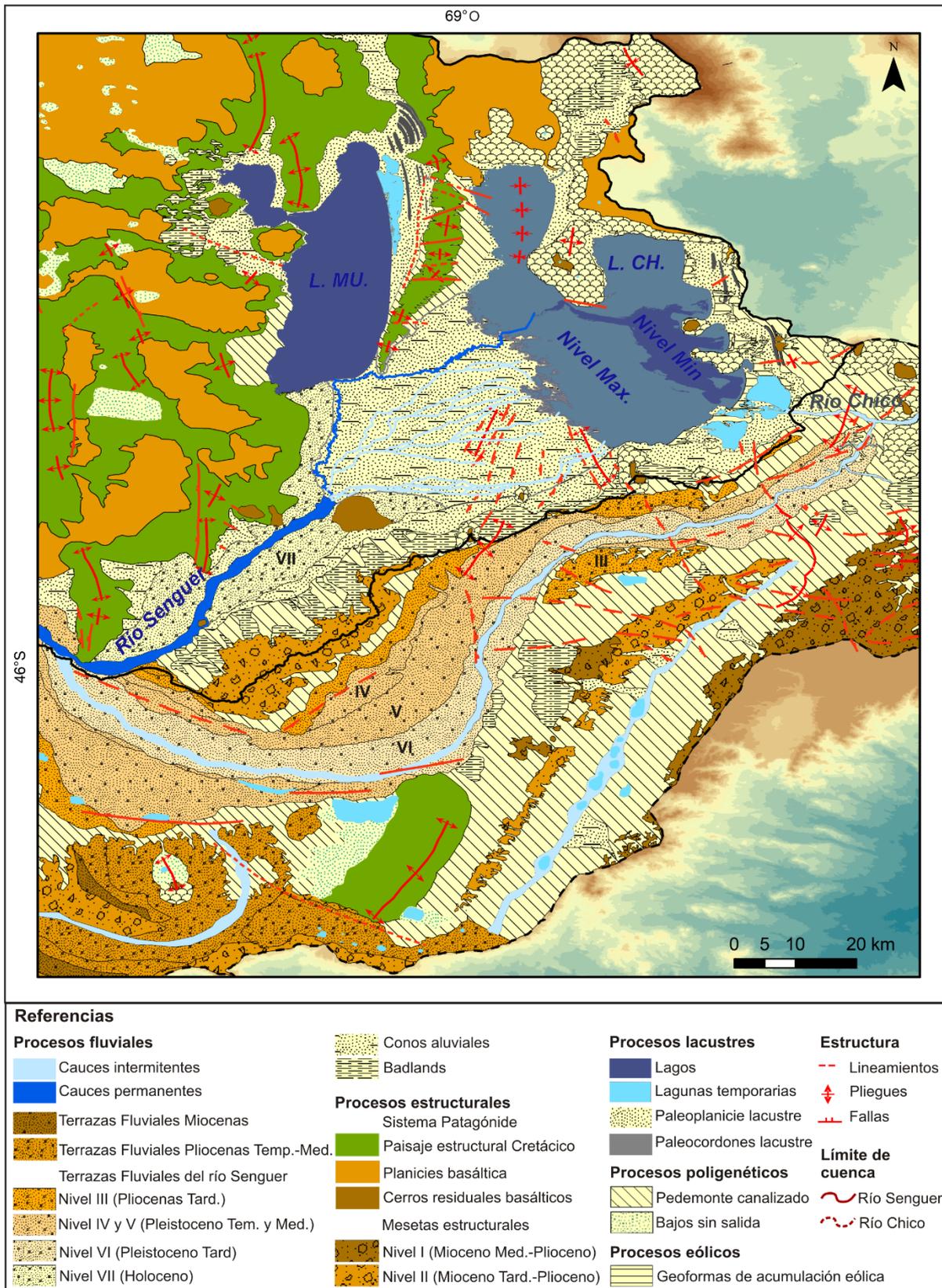


Figura 2.12. Mapa crono-geomorfológico del "Bajo de Sarmiento". La compilación de este mapa está basada en datos de esta tesis así como en los trabajos de Pezzuchi y Fernández (2001), González Díaz y Tejedo (2002), Ardolino et al. (2003), Escosteguy et al. (2003), Cobos y Panza (2003), Sciutto et al. (2008) y González Díaz y Di Tomasso (2014).

Las secciones meándricas previas al cono aluvial se originaron debido al alto caudal ($53 \text{ m}^3/\text{s}$) y a la baja carga sedimentaria. Las llanuras de inundación tienen 1 km de extensión las cuales se inundan durante las crecidas de primavera (Octubre-Diciembre). La diferencia de altitud entre el lecho del río y la terraza más alta es de 125 m al S del mapa y de 10 m previo al abanico aluvial. Luego del comienzo del abanico el río Senguer presenta llanuras de inundación de 0,2 km de ancho y menos de 2 m de desnivel respecto de su terraza.

Cincuenta metros previos a la desembocadura del Senguer en el lago Musters, su cauce se desvía en dirección E dando origen al otro cauce permanente de este sector, el río Falso Senguer (Fig. 2.13B). El mismo escurre en sentido O-E en dirección al lago Colhué Huapí (Fig. 2.12), posee un caudal medio de $25,8 \text{ m}^3/\text{s}$, un patrón de drenaje meándrico y llanuras de inundación menores a 0,1 km.

Cauces intermitentes

Dentro de los cursos intermitentes del área se destacan el río Chico, los del cono aluvial del “Bajo de Sarmiento” y un curso de gran extensión en el “Valle Hermoso” (Fig. 2.12). En su cabecera el río Chico presenta un patrón de drenaje anastomosado el cual se extiende 6 km hacia el E, para luego cambiar a un patrón de drenaje meándrico. El patrón anastomosado probablemente se deba a la alta carga sedimentaria proveniente de su antigua principal fuente de agua, el lago Colhué Huapí el cual presenta gran cantidad de sedimentos de origen inorgánico (Marinone et al., 1994). En la actualidad el río Chico se encuentra desconectado del lago, una de las razones por la que su valle es desproporcionadamente grande respecto de su caudal, el cual se genera por las escasas precipitaciones locales y las descargas de otros cauces intermitentes.

El curso intermitente que se observa en el “Valle Hermoso” (Fig. 2.13D) se lo asocia al paleocauce abandonado del río Senguer luego de su captura al S de las sierras de San Bernardo durante el Holoceno. La teoría se basa en que el curso se encuentra disectando la paleoterraza más moderna del antiguo cauce del Senguer (Pleistoceno Tardío). Por otro lado, el río presenta planicies de inundación de hasta 2 km de extensión lo cual es desproporcionado para su caudal actual y evidencia un gran escurrimiento en períodos anteriores. El cauce desemboca en el río Chico 20 km al E del nacimiento de este último.

Finalmente, una serie de cauces intermitentes disectan el abanico aluvial que se desarrolla al SO de los lagos Musters y Colhué Huapí. Son canales secundarios del patrón distributivo del río Senguer los cuales se activan durante los pulsos de inundación y la gran mayoría terminan desaguando en el lago Colhué Huapí.

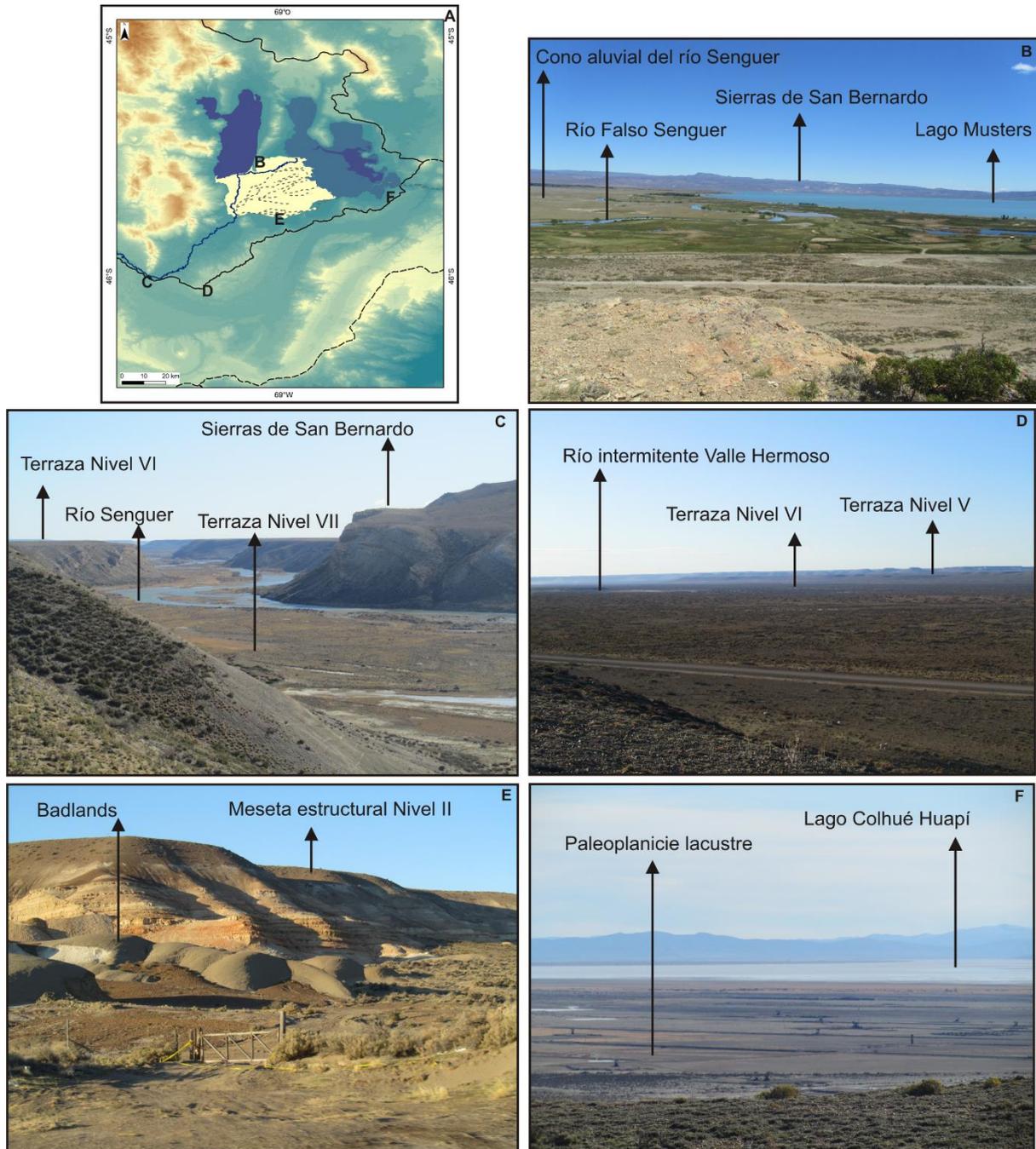


Figura 2.13. Registro fotográfico de las geofomas durante el trabajo en campo. **(A)** Localización de las fotografías. **(B)** Lago Musters, cono aluvial, río Falso Senguer. **(C)** Vista del “Codo del Senguer”, terrazas VI y VII del río Senguer. **(D)** “Valle Hermoso” **(E)** Mesetas estructurales nivel II y badlands. **(F)** Paleoplanicie lacustre del lago Colhué Huapí.

Terrazas

Sistema de terrazas del río Senguer (III, IV, V, VI, VII): previo a su captura al S de las sierras de San Bernardo, el río Senguer presenta seis niveles de terrazas cuya litología y características generales han sido abordadas al realizar la descripción geomorfológica del “Área de cabecera de la cuenca del río Senguer” (Fig. 2.12 y 2.13C). Cada una de estas

terrazas se relacionó a distintos eventos climáticos. En la región “Bajo de Sarmiento” se puede observar la terraza III, IV, V y VI (de las descritas anteriormente). Probablemente los niveles más antiguos (I y II) hayan sido erosionados en etapas posteriores y, por eso, no se observan en este sector de la cuenca. Las terrazas continúan por el “Valle Hermoso”, el cual en la actualidad forma parte de la cuenca del río Chico y no de la del río Senguer (Fig. 2.13D).

La localización de las terrazas evidencia el recorrido que seguía el río Senguer durante el Plioceno y el Pleistoceno. Luego de rodear las sierras de San Bernardo todos los niveles presentan una orientación SO-NE y rodean el “Bajo de Sarmiento” por el S. Algunas presentan un ancho de entre 4 y 8 km. El desnivel entre la terraza III y IV es de 30 m, entre el nivel IV y V es de 20 m, entre el nivel V y VI es de 10 m. El ancho de las terrazas así como el desnivel entre las mismas evidencian rasgos de una importante actividad fluvial en el área la cual se encuentra ausente en la actualidad.

En este sector de la cuenca se observa la aparición de un nuevo nivel de terraza (VII) del río Senguer de edad Holocena (Fig. 2.12 y 2.13C). Su origen se asocia a la captura de dicho río en dirección al “Bajo de Sarmiento, posiblemente durante el Holoceno Medio (González Díaz y Di Tomasso, 2014). Al producirse la captura se modificó el perfil de equilibrio del río, lo cual desencadenó la erosión retrocedente que dio lugar a la nueva terraza que se encuentra 80 m por debajo del nivel VI. La misma se preserva bien a ambos márgenes del Senguer desde el S de las sierras de San Bernardo hasta el comienzo del cono aluvial de dicho curso de agua. A partir del comienzo del cono aluvial la terraza está bien conservada en la margen izquierda del río. Su ancho máximo es de 6 km y el desnivel con el cauce del río es de 10 m. Se encuentran compuestas de gravas con matriz limo arenosa (Pezzuchi y Fernández, 2001)

Sistema de terrazas antiguas: Se distinguen dos sistemas de terrazas antiguas al SO de la región, en la actual cuenca del río Chico. Esta unidad ya ha sido descrita en el apartado “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”. Por su posición topográfica uno de los sistemas se describe como correspondiente al Mioceno y el otro al Plioceno Temprano-Medio (Cobos y Panza, 2003)

Conos aluviales

Los conos aluviales de la zona están compuestos por proporciones variables de arenas finas a medianas, limos y arcillas, con gravas dispersas. En la unidad se agrupan los denominados “depósitos aluviales indiferenciados” de las cartas geológica Sarmiento (Pezzuchi y Fernández, 2001) y El Pluma (Cobos y Panza, 2003) y “depósitos aluviales” de la carta geológica Escalante (Sciutto et al., 2008), todos de edad Holocena. Generalmente su desarrollo se asocia a la erosión del sistema Patagonídes al N y O del mapa y de las mesetas estructurales al centro y S.

Un gran cono aluvial de más de 38 km de largo, 30 km de ancho y una pendiente aproximada de 0,1 % en dirección NE se distingue al S del lago Musters y SO del Colhué Huapí (Fig. 2.12 y 2.13B). Su origen se relaciona con la captura del río Senguer, la cual aportó grandes cantidades de material clástico fluvial (González Díaz y Di Tomasso, 2014). González Díaz y Di Tomasso (2014) no descartan una facie deltaica precursora, debido a la presencia de los cordones litorales ubicados cercanos al sector proximal del cono, cuyas acumulaciones fueron cubiertas posteriormente por los depósitos del abanico actual. Sin embargo, en este trabajo se rechaza dicha teoría, por considerar que tales paleocordones lacustres son en realidad cuevas resultado de la erosión diferencial de las secuencias sedimentarias cretácicas del sistema Patagónides. El desarrollo del abanico acompañó la gradual reducción de la superficie de un paleolago que ocupó la totalidad de la depresión estructural del “Bajo de Sarmiento” hasta la cota de 330 m s.n.m. (González Díaz y Di Tomasso, 2014).

Badlands

Son unidades originadas por erosión fluvial, durante el Holoceno, de depósitos previos derivados de la remoción en masa y acumulación de rocas sedimentarias poco consolidadas de granulometría fina y poco permeables (limos y arcillas). Generalmente se observan altamente disectadas por cañadones y cárcavas (González Díaz y Tejedo, 2002; Sciutto et al., 2008). Se encuentran desprovistas de cobertura vegetal, lo cual propicia la erosión hídrica. En general se las encuentra cercanas a los bordes de las mesetas estructurales y a las zonas de pedimentación (Fig. 2.12 y 2.13E).

Procesos estructurales

Sierras de San Bernardo (Sistema Patagónides)

En este sector de la cuenca las sierras de San Bernardo se extiende al O desde el N hasta aproximadamente 46° S (Fig. 2.12, 2.13B y C). El sistema también se desarrolla por el N de los lagos Colhué Huapí y Musters y por la costa E de este último. Un remanente de sedimentitas plegadas, también se observa al S de la región y se asocia a esta unidad. La litología, estructura y morfología del sistema ha sido descrita en el apartado “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”.

Meseta estructural Nivel I (Mioceno Medio – Plioceno)

Meseta sobre elevada, con una leve inclinación hacia el NE de aproximadamente 0,1 % (Fig. 2.12). Remanentes de la unidad se observan al centro O de la región. Las máximas elevaciones se registran al SO alcanzando los 770 m s.n.m mientras que las mínimas se encuentran al NE (700 m s.n.m.). Litológicamente está constituida por gravas redondeadas con matriz arenosa y presencia en algunos lugares de cementación carbonática, lo que le

confiere resistencia a la erosión. Sus taludes se encuentran altamente afectados por erosión retrocedente producida por cursos efímeros y por procesos de remoción en masa.

A partir del análisis de continuidad topográfica y la similitud en la litología, la unidad geológica definida para la zona y agrupada dentro de este nivel es la Formación Pampa del Castillo (Pampa del Castillo) (Sciutto et al., 2008). A su vez, se considera que la meseta nivel I de esta región se relaciona litológica y topográficamente con la “Meseta estructural Nivel I de la región “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”.

Los clastos están compuestos principalmente de roca volcánica, las cuales provinieron de la zona cordillerana durante el Mioceno Tardío - Plioceno (Sciutto et al., 2008). Las gravas fueron movilizadas por un flujo de caudal alto de tipo anastomosado, el cual escurría en sentido SO-NE y que relleno zonas topográficas deprimidas (los paleodrenajes pueden reconocerse a lo largo de la meseta). Por la edad de los materiales y los patrones descritos, se considera que el transporte de los clastos se produjo como consecuencia de la ablación glacial durante un evento previo a las glaciaciones pleistocenas (Césari et al., 1986; Sciutto et al., 2008). Actualmente, la meseta nivel I se encuentra elevada por procesos de ascenso diferencial de bloques (Ardolino et al., 2003) y constituye la divisoria entre las cuenca de los ríos Chico y Deseado al SO de la región.

Meseta estructural Nivel II (Mioceno Tardío – Plioceno)

Meseta sobre elevada a un nivel topográfico inferior al anterior, que posee una inclinación promedio hacia el NE del 0,2 % (Fig. 2.12 y 2.13E). Las máximas elevaciones son cercana a los 600 m s.n.m. y las mínimas a los 530 m s.n.m. Litológicamente está constituida por gravas redondeadas con matriz arenosa. Por nuestro análisis de continuidad topográfica y similitud litológica las unidades geológicas definidas para la zona y agrupadas dentro de la unidad son las mesetas de agradación pedemontana nivel IV y V (Cobos y Panza, 2003) y los Depósitos de Terraza Estancia Tres Picos y Pampa Vaca (Sciutto et al., 2008). A su vez, se considera que esta meseta se relaciona litológica y topográficamente con la “Meseta estructural Nivel II” de la región “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”.

La unidad se ubica hacia interior de la cuenca en relación con el nivel anterior. Su génesis se la relaciona con el ascenso diferencial de bloques junto con la erosión producida por antiguos paleocauces de edad Miocena - Pliocena (Ardolino et al., 2003). Al SO de la región conforman el límite entre las cuencas de los ríos Chico y Deseado y en el centro actúan de divisoria de agua entre las cuencas de los ríos Senguer y Chico.

Procesos lacustres

Lagos

El sector N del área de estudio está ocupada por una gran depresión de origen tectónico la cual fue retrabajada por procesos eólicos, lacustres y fluviales (González Díaz y Di Tomasso, 2014). Dentro de la misma se alojan dos grandes lagos, el Musters al O y el Colhué Huapí al E (Fig. 2.13 B y F) cuyas características generales fueron descritas en el Capítulo 1.

Paleocordones lacustres y paleoplanicie lacustre

En dos sectores del “Bajo de Sarmiento” se observan sistemas de paleocordones lacustres. Uno es en la margen NE del lago Musters y el otro en la margen E del lago Colhué Huapí (Fig. 2.12). En el primer sitio, hay siete niveles de paleocordones lacustre de 3 a 10 km de longitud, entre las cotas de 283 – 330 m s.n.m. En el segundo, hay 3 niveles de paleocordones lacustre de 3 a 7 km de longitud, entre las cotas de 272-330 m s.n.m. La morfología de los mismos acompaña el desarrollo de las márgenes de ambos lagos, además se presentan de forma paralela, intermitente y en desniveles lo cual evidencia el descenso del nivel de los lagos Musters y Colhué Huapí por pulsos (González Díaz y Di Tomasso, 2014).

Por otra parte, en diversos sectores de los alrededores de ambos lagos se distingue una paleoplanicie lacustre (Fig. 2.13F), compuesta litológicamente por depósitos de granulometría variable (arcillas, limos, arenas y gravas). El material agrada verticalmente a granulometrías cada vez más finas hasta llegar a arcillas con alto contenido de materia orgánica debido a la presencia de vegetación en el últimos tiempo (Sciutto et al., 2008), lo cual es otra evidencia el progresivo retroceso de los lagos.

La paleoplanicie está bien conservada al NE-N-NO del lago Musters donde alcanza extensiones de hasta 7 km de longitud, se intercala entre los distintos sistemas de paleocordones lacustres y llega a la cota de los 330 m s.n.m. (Fig. 2.12). A su vez, al NE-E-SE del lago Colhué Huapí la unidad se extiende hasta 8 km de largo y también se intercala entre los paleocordones, alcanzando la cota de 330 m s.n.m. (Fig. 2.12). Probablemente la buena conservación de las paleoplanicies en esos sectores se deba que no han sido erosionadas o cubiertas con sedimentos modernos como ocurre al S de ambos lagos donde se desarrolló el abanico aluvial del río Senguer y no se observa la paleoplanicie. Lo que indicaría que el desarrollo del cono fue posterior al de la paleoplanicie lacustre.

González Díaz y Di Tomasso (2014), basados en el hecho de que los paleocordones lacustre alcanzan la misma cota en las márgenes de los lagos Musters y Colhué Huapí, proponen que la depresión estuvo ocupada por el “Paleolago Sarmiento” que incluía a ambos

cuerpos de agua y que presentaba una nivel 60 m mayor que el del Musters y 75 m mayor que el del Cholhué Huapí, con una superficie aproximada de 4300 km² y una profundidad media de unos 80 m. En el presente trabajo se reafirma dicha teoría y se la refuerza al considerar que la presencia de la paleoplanicie lacustre que se intercala con los paleocordones. Se estima que el llenado del paleolago debió producirse luego de la captura del río Senguer durante el Holoceno Temprano (González Díaz y Di Tomasso, 2014). La progresiva retracción del cuerpo de agua probablemente esté relacionada con las condiciones de aridez imperante en la Patagonia desde el Holoceno Medio a la actualidad.

Lagunas temporarias

Tres lagunas temporarias se destacan, por su estrecha relación con los lagos Musters y Colhué Huapí. Al NE del Musters se puede observar un cuerpo de agua alargado en sentido N-S de aproximadamente unos 14 km cuyo ancho disminuye progresivamente hacia el S. Localmente se la conoce con el nombre de “Laguna de la Flecha” (Fig. 2.12). Una serie de cordones litorales de 4 km de longitud y 2,5 km de ancho en el N y una espiga de barrera de 11 km de longitud y entre 100 y 200 m de ancho la separan del lago Musters (González Díaz y Di Tomasso, 2014). A pesar de la separación, la laguna ha sido descrita como una albufera, por lo tanto, mantiene un estrecho contacto con el lago (González Díaz y Di Tomasso, 2014). A su vez, la laguna se encuentra entre las cotas de 271-275 m s.n.m. y se estima que la misma formó parte del Paleolago Sarmiento.

Al SE del lago Colhué Huapí se observa un conjunto de lagunas temporarias entre el lago y la cabecera del río Chico. Dos de ellas resaltan por ser particularmente extensas (5 km de longitud máxima) (Fig. 2.12). Están separadas del Colhué Huapí por campos de médanos de entre 0,5 y 4 km de ancho y se conectan con el lago solo en épocas de crecidas excepcionales. Las lagunas se localizan dentro de las cotas de 257-265 m s.n.m. y se estima que también conformaron parte del Paleolago Sarmiento.

Procesos eólicos

Geoformas de acumulación eólica se encuentran especialmente al E del lago Colhué Huapí (Fig. 2.12). Las plumas eólicas son las más abundantes aunque también distinguen barjanes y sombras de arenas. Las primeras llegan a alcanzar longitudes de hasta 2 km, presentan orientación O-E, acompañando la dirección predominante del viento y se han desarrollado a partir de la acumulación de sedimentos en bajos o planicies aluviales (González Díaz y Tejedo, 2002; Montes et al., 2017).

El origen de las geoformas eólicas en los alrededores del Colhué Huapí se asocia a la retracción del paleolago y la disponibilidad de sedimento fino para ser erosionado y transportado. Sin embargo, en los últimos 90 años, la combinación de las condiciones de

aridez imperante, la variabilidad climática y una serie de obras de infraestructura producidas por el hombre (que serán abordadas en los capítulos siguientes) han acentuado la retracción del lago Colhué Huapí y favorecido el desarrollo de geoformas de acumulación eólica que colmataron la salida de agua del lago hacia el río Chico (Coronato et al., 1988; Scordo et al., 2017a).

Procesos poligenéticos

Bajos sin salidas

La descripción general, el origen así como los procesos actuantes sobre los distintos tipos de bajos sin salida que se pueden encontrar en la región se realizó en el apartado “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”. Hacia el NO se pueden observar depresiones cerradas y semi-cerradas sobre los plateau basálticos, de aproximadamente 1-4 km de diámetro y 10 m de profundidad. En algunos sectores, los bajos se han conectado y han dado lugar a depresiones de hasta 10 km de longitud (Fig. 2.12). En su interior se encuentran mayormente ocupados por lagunas someras salinas y/o de fondo arenoso (Pezzuchi y Fernández, 2001).

En la cuenca del río Chico, se observan depresiones de mayores dimensiones (10 km de diámetro y entre 70-40 m de profundidad) sobre los diferentes sistemas de paleoterrazas (Fig. 2.12). Así mismo, depresiones cerradas y alineadas de menor tamaño (1-4 km) que los anteriores se observan sobre algunas mesetas estructurales y en los sectores bajos de los pedemontes. Frecuentemente esa alineación es indicativa de antiguos paleodrenajes (Fig. 2.12).

Pedemonte canalizado

Se desarrolla a lo largo del frente de escarpa de las sierras de San Bernardo y de los taludes de los principales niveles de mesetas de la zona (Fig. 2.12). En la región, su origen se debe a la acumulación de gravas con matriz arenosa poco consolidada durante el Holoceno (Ardolino et al., 2003; Sciutto et al., 2008). La red de drenaje sobreimpuesta es de carácter efímero y generalmente desemboca en alguno de los principales ríos de este sector (Senguer, Falso Senguer, paleocauce del río Senguer, río Chico), en los lagos Musters y Colhué Huapí o en bajos sin salidas.

Evolución geomorfológica e hidrológica del “Bajo de Sarmiento”

La siguiente evolución del área (Fig. 2.14) toma como referencia la “Propuesta sobre un modelo evolutivo del Paleolago Sarmiento” (González Díaz y Di Tomasso, 2014) y la descripción de la historia geológica realizadas en las cartas geológicas Escalante (Sciutto et

al., 2008). Sin embargo, en la presente tesis se propone una evolución que amplía los detalles. Lo ocurrido previo al Holoceno Temprano se lo relaciona con los eventos climáticos ocurridos en la cuenca superior del río Senguer. Las geoformas del área de estudio han sido delimitadas en detalle y descritas con más profundidad. Por otro lado, se considera que a pesar de que González Díaz y Di Tomasso plantearon su modelo evolutivo en el año 2014, el mismo solo es correcto para representar la situación de los lagos solo hasta las primeras décadas del siglo XX. En la actualidad las actividades antrópicas así como el cambio y la variabilidad climática han derivado en una nueva situación del “Bajo de Sarmiento” que no corresponde a la planteada por dichos autores. A continuación se describe la evolución de la cuenca hasta su situación actual, sin embargo los detalles referentes a la actividad del hombre, serán abarcados en capítulos posteriores.

Durante el Plioceno y Pleistoceno la descarga proveniente de la cuenca alta del río Senguer, luego de atravesar las sierras de San Bernardo por el S, escurría a través de un río que fluía en sentido SO-NE (Fig. 2.14A). Lo cual es atestiguado por los diferentes niveles de terrazas del río Senguer (III, IV, V y VI) que se desarrollan en el sector del “Valle Hermoso”. Las terrazas se encuentran a una altura inferior (100-250 m) de las mesetas estructurales nivel I y II (Miocenas-Pliocenas) y 80 m por encima del nivel actual del río Senguer. Por lo tanto, se estima que el paleocauce del río Senguer tiene una edad Pliocena tardía - Pleistocena temprana, posterior a las mesetas estructurales y anterior a la captura del río Senguer en dirección al “Bajo de Sarmiento” (Fig. 2.14A). La posición topográfica de los distintos niveles de terraza así como la diferencia de altitud entre ellos coincide con los del “Área de cabecera del cuenca” y por ende el nivel IV, V y IV (30, 20 y 10 m de incisión respectivamente) se asocian a la GGP, Post GGP I y UMG, respectivamente. Durante esta época, la depresión tectónica del “Bajo de Sarmiento” alojaba dos cuerpos de agua que poseían una red de drenaje centrípeta y a los cuales se les asignan el nombre de proto Musters y Colhué Huapí (Simeoni, 2008; González Díaz y Di Tomasso, 2014).

En el Holoceno Temprano - Medio (10000 - 6000 años AP) se conforma el sistema río Senguer - paleolago Sarmiento - río Chico (Fig. 2.14B). La captura del río Senguer se relacionada con la erosión retrocedente de un tributario de los protolagos al S de los mismos (González Díaz y Di Tomasso, 2014). El proceso fue favorecido por un posible cambio en el nivel de base de los cuerpos de agua producto de las condiciones de aridez que se produjeron en el Holoceno Temprano (10000 - 8400 años AP) a estas latitudes (Markgraf et al., 2003 y 2007). Y posteriormente, por el aumento en la disponibilidad de agua entre los 8400 y 6000 años AP consecuencia de un mejoramiento climático con aumento de la humedad (Markgraf et al., 2003 y 2007). La descarga procedente del Senguer inundó toda la depresión dando origen al Paleolago Sarmiento que ocupó una extensión de 4300 km² y un nivel 60 m por encima de la superficie actual del lago Musters (González Díaz y Di Tomasso, 2014).

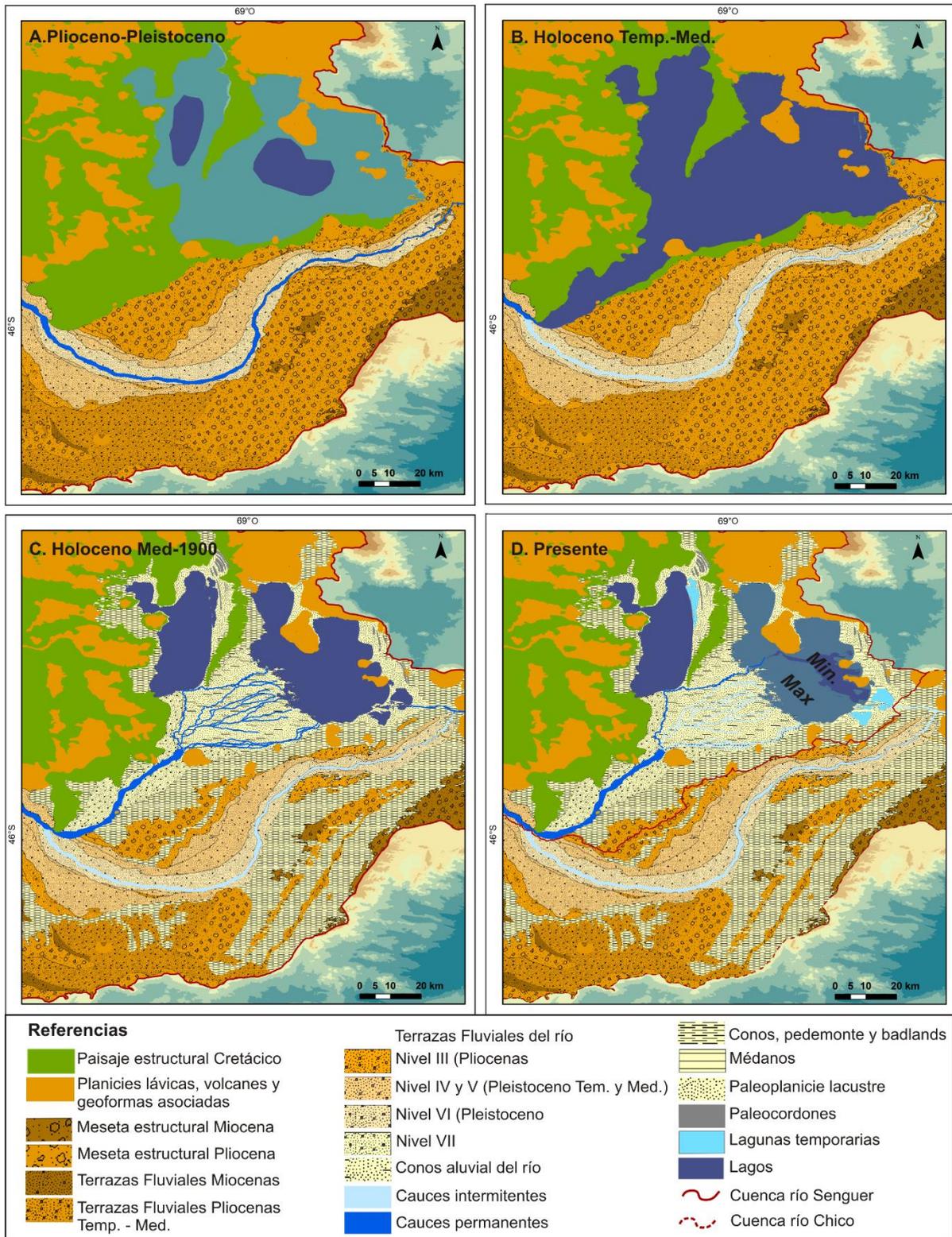


Figura 2.14. Evolución geomorfológica e hidrológica del “Bajo de Sarmiento”. **(A)** Durante el Plioceno-Pleistoceno el paleocauce del río Senguer fluía por el “Valle Hermoso” y labró distintos niveles de terrazas relacionados a las glaciaciones pleistocenas. **(B)** En el Holoceno Temprano el río Senguer sufre la captura en dirección al “Bajo de Sarmiento”, abandona su antiguo curso y forma el Paleolago Sarmiento el cual desaguaba por el río Chico. **(C)** Las condiciones de aridez del Holoceno Medio, conlleva a la progresiva desecación del paleolago, la individualización de los lagos Muster y Colhué Huapí, la conformación de un gran abanico aluvial y del nivel de terraza VII del río Senguer. **(D)** Desde comienzo 1900, la variabilidad climática junto al impacto del hombre producen cambios que reduce el

aporte de agua hacia el Colhué Huapí. Se erosiona el material fino del fondo del lago y se generan depósitos eólicos en su desagüe. La cuenca del río Senguer pasó a ser endorreica y queda desconectada del río Chico que actualmente es intermitente.

A pesar de la captura, la cuenca del Senguer siguió siendo exorreica, con su área de aporte en la cordillera de los Andes y conectada aguas abajo, al SE del lago Colhué Huapí, con el río Chico. Aquí se propone que la cuenca del río Chico se origina como tal durante esta etapa, ya que anteriormente era una prolongación del río Senguer que continuaba su recorrido hacia el NO. Producto de la captura, el sector del “Valle Hermoso” dejó de poseer un cauce permanente y pasó a denar las precipitaciones locales en dirección al valle del Chico.

A partir del Holoceno Medio y hasta 1900 (previo a las primeras actividades antrópicas de gran impacto) se forma el sistema río Senguer - abanico aluvial - lago Musters/lago Colhué Huapí - río Chico, aún de régimen exorreico (Fig. 2.14C). Las condiciones de aridez imperante en la región que comenzaron hace 6000 años continuaron y fueron determinando un menor aporte hídrico por parte del río Senguer al paleolago Sarmiento con la consecuente disminución de su extensión y profundidad (González Díaz y Di Tommaso, 2014). A través de dataciones de radiocarbono se estimó que para finales del Holoceno Medio (5000 - 4000 años AP) el nivel del paleolago se encontraba en 30 m sobre el nivel actual del lago Musters (Moreno et al., 2016). La reducción del caudal del río Senguer, junto con la retracción del paleolago, descubrió el gran volumen de material clástico que ingresó al bajo durante la captura y se comenzó a desarrollar un abanico aluvial en la antigua planicie lacustre. La progresiva disminución del lago y la expansión del abanico aluvial dio lugar a la individualización de los lagos Musters y Colhué Huapí (González Díaz y Di Tommaso, 2014). El canal principal del abanico aluvial desembocaba en el lago Musters y una red de canales secundarios aportaba agua al lago Colhué Huapí.

Desde 1940 a la actualidad se conforma el sistema río Senguer - lago Musters/Falso Senguer - lago Colhué Huapí de régimen endorreico y, por otra parte, la cuenca del río Chico individualizada (Fig. 2.14D). El área cubierta por el lago Colhué Huapí fluctuó significativamente durante los últimos 1750 años (Fabiani et al., 2014), lo que demuestra que el desecamiento no fue continuo y que probablemente este asociado a la variabilidad climática aportada por fenómenos regionales como El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación Antártica (AAO) (Scordo et al., 2018b). Sin embargo, desde comienzo del siglo XX, la variabilidad climática junto al impacto de la actividad antrópica produjo que el agua que entra en el “Bajo de Sarmiento” se concentre solo en canal principal del abanico aluvial. Desde 1940 los canales secundarios del cono que desaguan hacia el Colhué Huapí se encuentran secos (Scordo et al., 2017a). El único río que actualmente confluye en este lago es el “Falso Senguer”, emisario del canal principal. Esto redujo sensiblemente el aporte de agua hacia el

Colhué Huapí que en consecuencia presenta una superficie radicalmente disminuida en los períodos de mayor escasez de agua. Durante los períodos de retracción del lago se erosionó el material fino del fondo y se generó depósitos eólicos en el desagüe del lago Colhué Huapí hacia el río Chico. Esto produjo el cambio de la cuenca del río Senguer de exorreica a endorreica y la separación de las cuencas de los ríos Senguer y Chico. Por otro lado, el Chico vio sus aportes mermados en gran medida y su caudal cambió a intermitente. Actualmente, solo recibe agua de las precipitaciones locales que no superan los 150 mm/a, razón por la cual su valle fluvial es desproporcionado respecto a su descarga.

“Cuenca media y baja del río Chico”

Descripción de las unidades geomorfológicas del área de estudio

Se presenta un mapa crono-geomorfológico del “La cuenca del río Chico” a (Fig. 2.15). En el área se observan tres procesos dentro de los cuales se agrupan las unidades geomorfológicas: fluviales, estructurales y poligénéticos.

Procesos fluviales

Paleocauce del río Vera

En el sector centro O del área de estudio, a 430 m s.n.m. se observa un paleocauce con dirección SO-NE hacia el océano Atlántico (Fig. 2.15 y 2.16B), que posee un ancho máximo de 4,5 km y una profundidad máxima de 30 m. La unidad se estima que corresponde al Plioceno Tardío, debido a que se encuentra localizada entre las mesetas estructurales nivel II (Mioceno Tardío - Plioceno) y Nivel III (Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano) y 150 m por encima de la terraza más antigua del río Chico (Pleistoceno Temprano). A su vez, los conglomerados de esta unidad fueron definidos como los más modernos de la formación Montemayor de edad Pliocena tardía (Ardolino et al., 2003). Su litología corresponde con la de un paleocauce ya que está compuesta por conglomerados con intercalaciones de arenas y limos. Al contrario de las otras unidades de la formación Montemayor, presenta ausencia del nivel superior cementado por caliche (Ardolino et al., 2003). En imágenes satelitales se observan patrones meandriformes y anastomosados de antiguos cursos de agua (Fig. 2.16B). Aquí se considera que el paleocauce tiene relación topográfica y estratigráfica con las “Terrazas Nivel I” y “II” (Pliocenas) del “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer”.

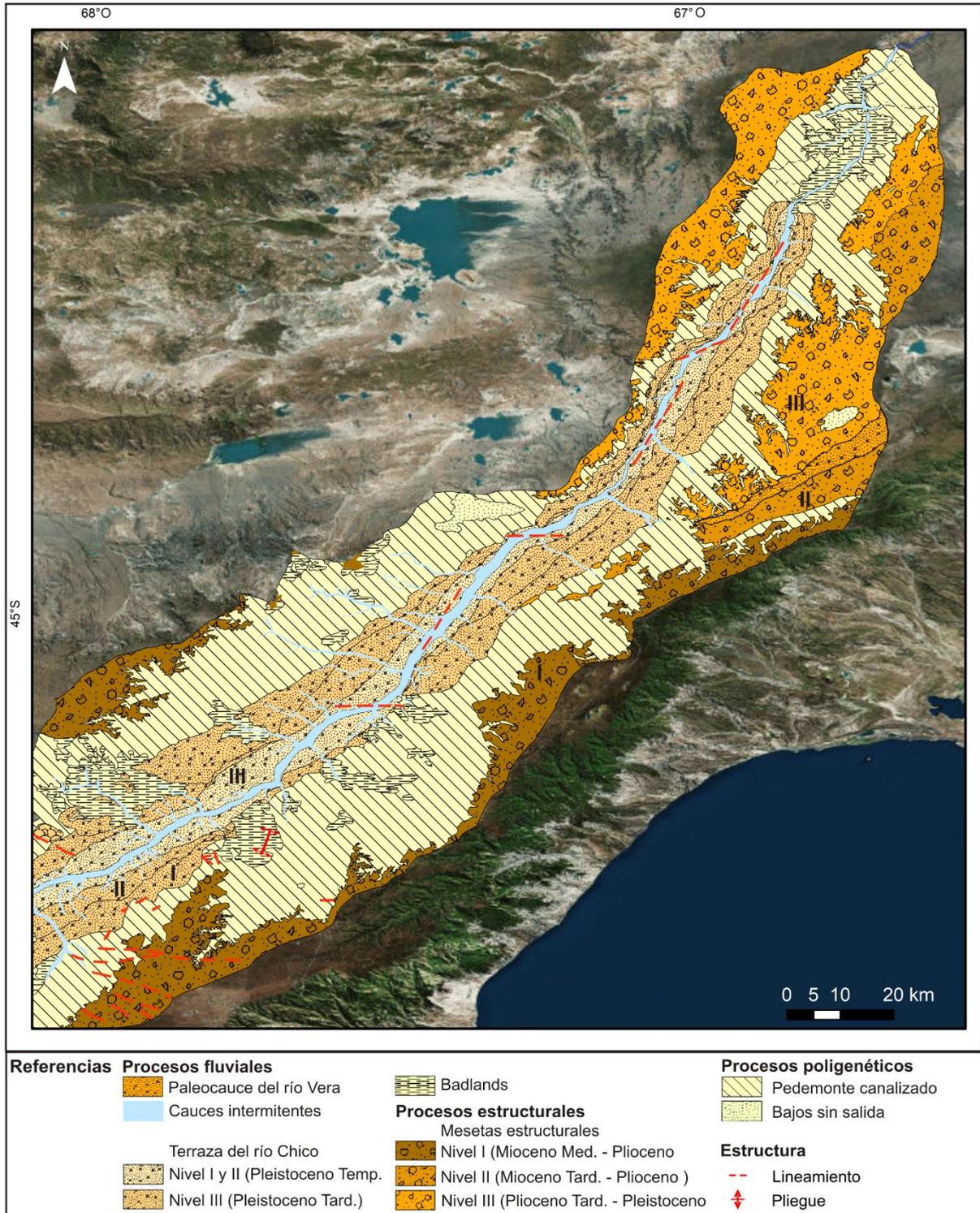


Figura 2.15. Mapa crono-geomorfológico de la "Cuenca media y baja del río Chico". La compilación de este mapa está basada en datos de esta tesis así como en los trabajos de González Díaz y Tejedo (2002), Ardolino et al. (2003) y Scitutto et al. (2008).

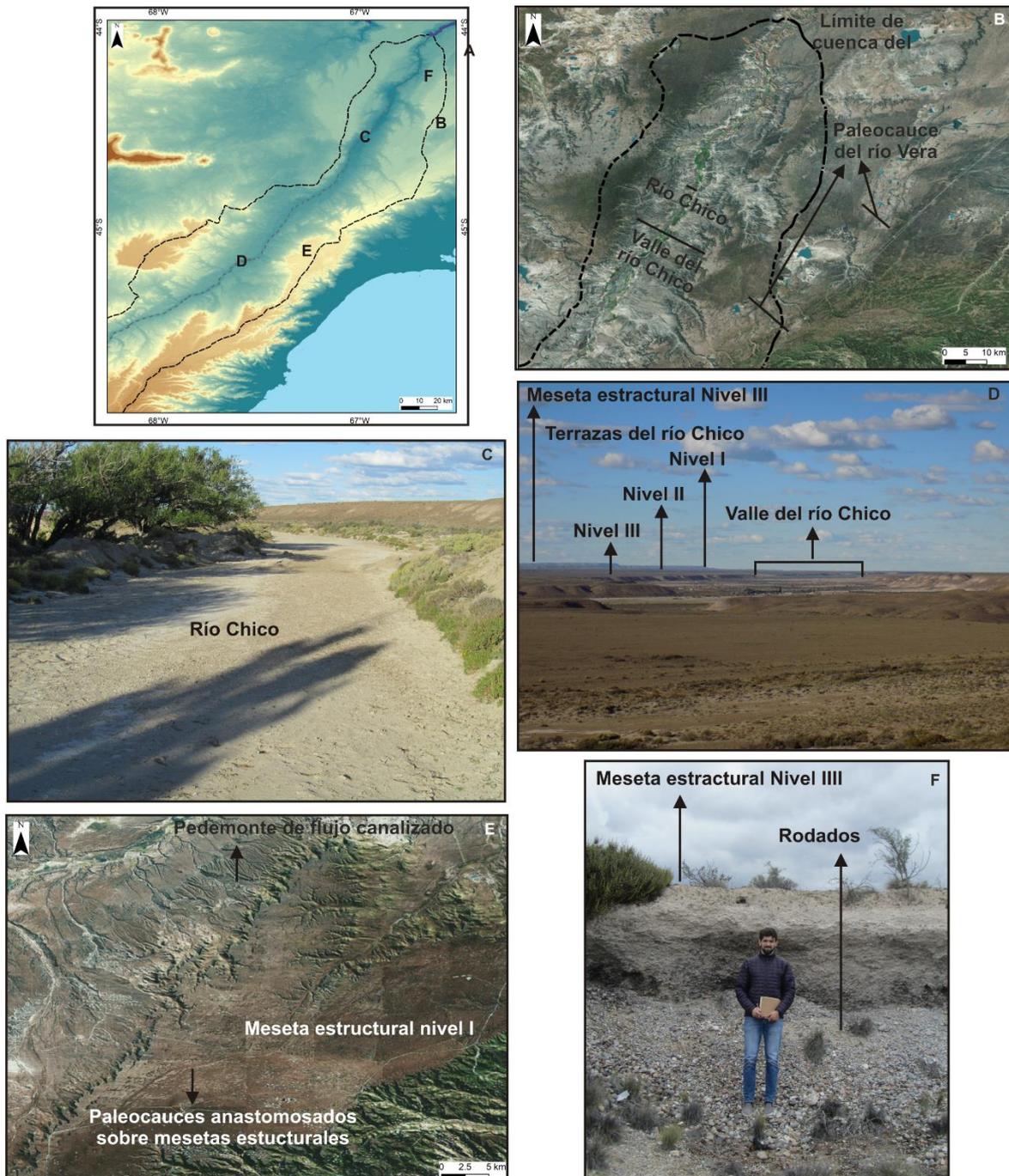


Figura 2.16. Registro fotográfico de las geoformas durante el trabajo en campo. **(A)** Localización de las fotografías. **(B)** Paleocauce del río Vera y valle del río Chico. **(C)** Río Chico seco **(D)** Terrazas y valle del río Chico **(E)** Meseta estructural nivel I y pedemontes canalizado. **(F)** Rodados que componen las mesetas estructurales.

Cauces intermitentes

La unidad incluye el río y sus llanuras de inundación (Fig. 2.15). La red de drenaje del sector es dendrítica, parcialmente controlada por el paisaje estructural. En la actualidad, todos los cursos de agua del área son intermitentes, solo humedecidos por las escasas

precipitaciones invernales (150 mm). Los cauces fluyen hacia el río Chico o terminan en bajos sin salidas y lagunas temporarias.

El río Chico es principal cauce fluvial del sector debido a su extensión y al tamaño de las terrazas a lo largo de su recorrido (Fig. 2.15 y 2.16C). Posee una dirección SO-NE, la cual alterna con tramos O-E (de aproximadamente 10 km de longitud) en al menos tres sectores de su recorrido. Los cambios en el recorrido se producen en ángulos cercanos a los 90° lo que evidencia el control estructural. En esta región su patrón de drenaje es principalmente meándrico, presenta planicies de inundación de 2 km ancho máximo y una diferencia de altura entre el lecho y la terraza más alta de 120 m (Fig. 2.16D). Como ya se mencionó, su valle fluvial es desproporcionado para su descarga actual (Fig. 2.16D).

Sistema de terrazas del río Chico

El río Chico presenta tres niveles de terrazas (Fig. 2.15 y 2.16D). A pesar que este cauce nace en la margen SE del lago Colhué Huapí, sus tres niveles de terrazas son una continuación de las terrazas del antiguo cauce del río Senguer a lo largo del “Valle Hermoso” (Sciutto et al., 2008; González Díaz y Di Tommaso, 2014). A su vez, el tamaño y forma redondeada de las gravas, el ancho y la altura de las terrazas son indicios de pulsos de grande caudales (Sciutto et al., 2008), como los producidos durante el derretimiento de las masas de hielo de las glaciaciones Pleistocenas en el sector de cabeceras de la cuenca.

Las edades que se le asigna a cada uno de los niveles se basaron en la hoja geológica 4769-I El Pluma (Cobos y Panza, 2003). En dicha carta las terrazas sólo se definen en el sector S de las sierras de San Bernardo. En la presente sección se describen los niveles a lo largo de todo el recorrido del río Chico.

Todas las terrazas continúan hacia el N hasta aproximadamente los 44° 20' S, sector a partir del cual el río se encajona en dirección al Dique Florentino Ameghino. Todos los niveles se encuentran disectados por cauces fluviales actuales. En el sector más elevado de la región la terraza I se encuentra a 450 m s.n.m., posee una extensión máxima de 7 km y una pendiente de 0,5 % en dirección al río Chico. El nivel II se ubica 50 m más abajo que el anterior, posee un ancho máximo de 5,5 km y una pendiente de 0,6 % en dirección al río. La terraza nivel III se localiza a 70 m por debajo del nivel de terraza II, posee un ancho máximo de 3 km y una pendiente de 0,6 % en dirección al río.

Por continuidad topográfica se relaciona la terraza I del río Chico con la terraza IV del río Senguer (Pleistoceno Temprano). Su origen se asocia con el aumento de la descarga proveniente de la ablación de los mantos de hielo de la GGP. El nivel II del río Chico se vincula al nivel V del río Senguer (Pleistoceno Medio – Temprano). Su origen se relaciona al incremento del caudal por el derretimiento de los glaciales de la Post GGP I. La terraza III se asocia con la terraza nivel VI del río Senguer (Pleistoceno Tardío - Holoceno Temprano). Su

origen se vincula con el aumento del caudal producto de la ablación de los mantos de hielo del UMG (Fig. 2.15).

Badlands

Al igual que en el área del “Bajo de Sarmiento”, estas unidades son originadas por erosión fluvial Holocena de depósitos previos derivados de la remoción en masa y acumulación de rocas sedimentarias poco consolidadas de granulometría fina y poco permeable (limos y arcillas). Generalmente se las encuentran cercana a los bordes de las mesetas estructurales y desprovistas de cobertura vegetal, lo cual propicia la erosión hídrica (Fig. 2.15).

Procesos estructurales

Meseta estructural Nivel I (Mioceno Medio - Plioceno)

Meseta sobre elevada, con una leve inclinación hacia el NE de aproximadamente 0,2 % (Fig. 2.15). Remanentes de esta unidad se observan a ambos márgenes del río Chico. Las máximas elevaciones (700 m s.n.m.) se registran al SO, las mínimas (450 m s.n.m.) al NE (Fig. 2.16E). Se componen de gravas redondeadas con matriz arenosa y presencia de cementación carbonática, lo que le confiere resistencia a la erosión. Por continuidad topográfica y similitud en su litología las unidades geológicas definidas para la zona y agrupadas dentro de este nivel son la Formación Pampa del Castillo (Pampa del Castillo, Pampa de Salamanca y Pampa Pelada) (Sciutto et al., 2008) y Miembro Malaespina (Pampa Malaspina) (Ardolino et al., 2003) de la Formación Monte Mayor (Ylláñez, 1979). A su vez, en este trabajo se considera que esta unidad tiene relación topográfica y litológica con las unidades “Meseta estructural Nivel I” de la región “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer” y “Bajo de Sarmiento”. Su origen fue descrito en el apartado “Bajo de Sarmiento”. En gran parte la región las Mesetas estructurales Nivel I constituyen los límites de cuenca del río Chico (Fig. 2.15).

Meseta estructural Nivel II (Mioceno Tardío – Plioceno)

Nivel de meseta inferior al anterior, que posee una inclinación promedio hacia el NE del 0,2 % (Fig. 2.15). Las máximas elevaciones son de 550 m s.n.m. y las mínimas 360 m s.n.m. Litológicamente la constituyen gravas redondeadas con matriz arenosa. Por continuidad topográfica y similitud en su litología las unidades geológicas ya definidas que se agrupan dentro de esta unidad son los Miembro La Eleonor y Miembro Garayalde (Ardolino et al., 2003) de la Formación Monte Mayor (Ylláñez, 1979). A su vez, en este estudio, se considera que estas mesetas tienen relación topográfica y estratigráfica con la unidad

“Meseta estructural Nivel II” de la región “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer” y “Bajo de Sarmiento”.

En la cuenca del río Chico, las Mesetas estructurales nivel II se ubican hacia el interior y el NE de la cuenca en relación con el nivel anterior (Fig. 2.15). Su génesis se la relaciona con el ascenso diferencial de bloques y la erosión producida por el paleocauce del río Vera. Las mismas se observan solo en la margen derecha del paleocauce, ya que probablemente al producirse un ascenso del área diestra, el río Vera haya migrado hacia la posición actual del río Chico, erosionado la terraza izquierda. De modo que, las mesetas nivel II a su vez son consideradas como antiguas terrazas del paleocauce del río Vera.

Meseta estructural Nivel III (Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano)

Meseta topográficamente inferior a la anterior, que posee una inclinación promedio hacia el NE de 0,9 % (Fig. 2.15 y 2.16F). El nivel III se encuentra mejor conservado en el sector distal del río Chico. Las máximas elevaciones son de 365 m s.n.m. y las mínimas de 290 m s.n.m. Su génesis se vincula con un nuevo cambio en el nivel de base de la cuenca al final de Plioceno, principio del Pleistoceno. Los depósitos que cubren la meseta, al igual que los otros dos niveles, son de origen fluivoglacial (Fig. 2.16F).

Litológicamente está compuesta por gravas redondeadas con matriz de limos y arenas medianas (Ardolino et al., 2003). En este nivel se incluye la unidad geológica Formación Pampa de Arroqui (Ardolino et al., 2003). A su vez se considera que la meseta tiene relación topográfica y litológica con las Terrazas Nivel III (Plioceno Tardío) del río Senguer del “Área de cabeceras de la cuenca del río Senguer” y del “Bajo de Sarmiento”.

Procesos poligenéticos

Bajos sin salidas

El sector se caracteriza por presentar pocos bajos sin salidas en comparación a los anteriores. La erosión principalmente eólica, genera cuencas centrípetas cerradas o semi-cerradas, que en su interior alojan lagunas temporarias o suelos humedecidos (producto de las precipitaciones locales) (Fig. 2.15).

Pedemonte canalizado

Se desarrollan hacia el interior de la cuenca a lo largo de los taludes de los principales niveles de mesetas (Fig. 2.15 y 2.16E). Su origen se debe a la erosión y acumulación de las gravas de las mesetas estructurales durante el Holoceno (Ardolino et al., 2003), sobre el cual se desarrolló una red fluvial efímera que generalmente desemboca en el río Chico o en bajos sin salidas.

Evolución geomorfológica e hidrológica de al “Cuenca media y baja del río Chico”

La siguiente evolución (Fig. 2.17) se basa en la descripción de la historia geológica realizadas en las cartas geológicas 1:250.000 Escalante (Sciutto et al., 2008) y Garayalde (Ardolino et al., 2003). En esta tesis se profundiza la descripción y se propone una evolución relacionada con los eventos tectónicos y climáticos ocurridos en la cuenca superior del río Senguer.

A comienzo del Neógeno (23 Ma) se estima que el área de estudio era una cuenca extensa, de escasa inclinación, que se localizaba a pocos metros sobre el nivel del mar (Ardolino et al., 2003). Durante el Mioceno Tardío - Plioceno Temprano (14 - 3 Ma), la cuenca es cubierta por mantos de gravas proveniente de la erosión de la cordillera de los Andes y transportados por procesos fluvioglaciales. Evidencia del transporte fluvioglacial durante el Plioceno, son los patrones de paleocauces anastomosados que presentan las mesetas estructurales y el tamaño y forma de los clastos que las tapizan (Fig. 2.16E y F). Morenas correspondientes a glaciaciones Miocenas-Pliocenas han sido observados en diferentes sectores de la cordillera de los Andes por otros autores (Coronato et al., 2004; Martínez et al., 2014). A su vez, los distintos niveles de mesetas estructurales responden a procesos erosivos y agradacionales, producto de los cambios en el nivel de base de la cuenca probablemente asociado al ascenso diferencial de algunos bloques durante el Tercer Movimiento del Ciclo Ándico (Ardolino et al., 2003). Los movimientos tectónicos de gran intensidad continuaron hasta comienzo del Pleistoceno (Tabla 2.1).

En este trabajo, se propone que durante el Plioceno la descarga proveniente de la cuenca alta del río Senguer desembocaba en el océano Atlántico aproximadamente a los 44° 10' S a través de un curso de agua que escurría en sentido SO-NE . El paleocacue del río Vera evidencia el paso de un curso de agua de importancia a dicha latitud. El río Vera (edad aproximada Pliocena tardía) fue anterior al Chico, ya que se encuentra a 230 m por encima del nivel actual de este último y en una posición topográfica intermedia entre las mesetas estructurales nivel II (Mioceno Tardío – Plioceno) y III (Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano) (Fig. 2.17A).

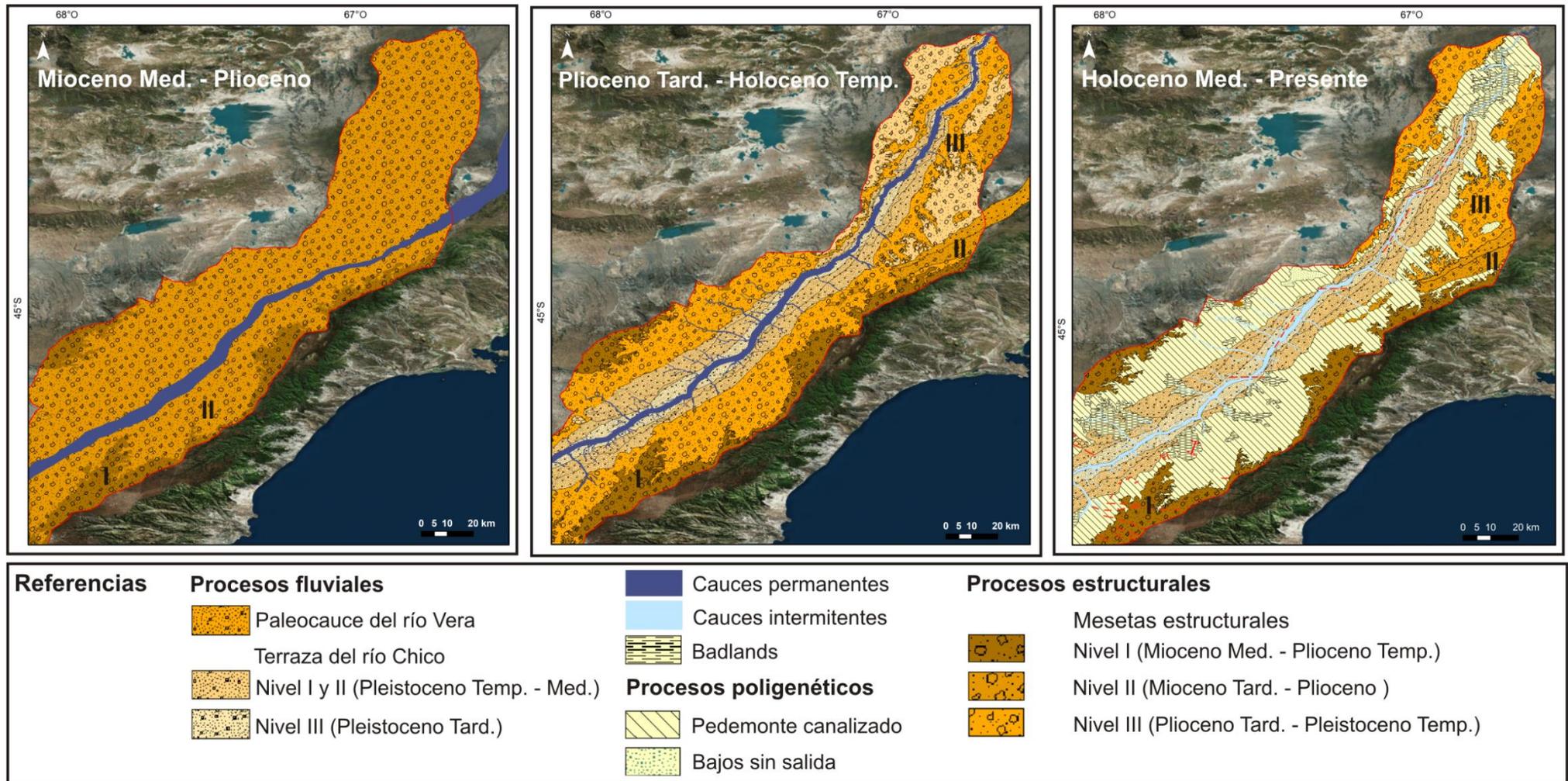


Figura 2.17. Evolución geomorfológica e hidrológica de la “Cuenca media y baja del río Chico”. **(A)** Escurrimiento de la cuenca a través del paleocauce del río Vera hacia el Atlántico durante el Mioceno Medio - Plioceno. **(B)** El colector principal de la cuenca migró hacia la posición actual del río Chico durante el Plioceno Tardío y en el Pleistoceno producto de las glaciaciones GGP, Post GGP I y UMG se labraron tres terrazas. **(C)** En la actualidad, el río Chico es intermitente debido a la captura del río Senguer durante el Holoceno Temprano, las condiciones de aridez imperante desde el Holoceno Medio y la actividad antrópica durante el siglo XX.

A finales del Plioceno Tardío (3,6 Ma) se produjo la migración del río Vera en dirección a la posición ocupada por el Chico (Fig. 2.17B). El proceso se vio favorecido por el ascenso diferencial de bloques, que generó una pendiente en dirección NO y por el rejuvenecimiento de los caudales durante un evento de ablación glacial durante el Plioceno Tardío. El control estructural en el área se evidencia en la dirección del río Chico, la cual es preferentemente lineal en sentido SO-NE y alterna con tramos O-E en ángulos cercanos a los 90°. En el final del Plioceno, principio del Pleistoceno se produce un nuevo cambio en el nivel de base generando una nueva meseta estructural (Nivel III) (Fig. 2.17B).

En el Pleistoceno, los sucesivos eventos de ablación glacial correspondientes a la GGP, Post GGP I y UMG (1,1 - 0,011 Ma), generan distintos pulsos erosivos que dan origen a los Niveles de Terraza I, II y III del río Chico. Durante este período es probable que el río Chico funcionara como una continuación del río Senguer luego de que este último atravesara el sector conocido como “Valle Hermoso” (Fig. 2.17B).

Como se describió en la “Evolución geomorfológica e hidrológica del Bajo de Sarmiento”, la cuenca del río Chico como tal se genera en el Holoceno Temprano al producirse la captura del río Senguer hacia el “Bajo de Sarmiento”. A partir de allí, el río Senguer y el río Chico ya no se conectan directamente y este último comienza a recibir los aportes de agua del lago Colhué Huapí y de las precipitaciones locales del “Valle Hermoso” (Fig. 2.17B).

Desde el Holoceno Medio a la actualidad las condiciones climáticas junto a la actividad antrópica durante el último siglo, han producido la desconexión del lago Colhué Huapí y el río Chico. A su vez, las precipitaciones locales en el área no superan los 150 mm/a. Debido a ambos factores el cauce del río Chico es intermitente y desproporcionado respecto de su amplio valle (Fig. 2.17C). Ardolino et al. (2003) consideran que la desproporción del cauce del río Chico al igual que los anchos piedemonte de flujo canalizado de la zona, evidencia una época con mayores precipitaciones durante el Holoceno. Lo cual coincide con otros trabajos que consideran que entre los 10.000 y 8.400 años AP se produjo un aumento de la humedad entre los 43° y 52° S (Markgraf et al., 2003; Markgraft et al., 2007).

DINÁMICA HIDROGEOMORFOLÓGICA INTEGRADA DE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS SENGUER Y CHICO (PLIOCENO TARDÍO – HOLOCENO)

Plioceno Tardío

Los límites de las cuencas de los ríos Senguer y Chico entre el Plioceno y el Pleistoceno Temprano son difíciles de establecer ya que los mismos probablemente hayan sido altamente modificados durante las glaciaciones del Pleistoceno y los movimientos correspondientes al Tercer Ciclo Ándico. A pesar de ello, por la posición topográfica y edad de las terrazas es posible estimar que la cabecera de la cuenca del río Senguer contaba con el aporte de siete cauces principales (Genoa, Apeleg, Senguer, Coyte, Mayo, Chalía, afluente del lago Blanco y Guenguel) a finales del Plioceno (Fig. 2.18). Los cauces poseían sus nacientes en la cordillera de los Andes. El colector principal de la cuenca escurría en sentido N-S en el frente occidental de las sierras de San Bernardo hasta las estribaciones S de las mismas. Luego cambiaba su sentido SO-NE rodeando por el S la depresión estructural que ocupaban los protolagos Musters y Colhué Huapí. Atravesaba las mesetas estructurales nivel I y II, desembocando en el océano Atlántico en el sector de la bahía Vera (Fig. 2.18). Durante esta etapa, las cuencas de los ríos Senguer y Chico no se encontraban individualizadas, un único río colector realizaba todo el recorrido desde los Andes hasta el océano Atlántico. La cuenca era de tipo exorreica.

Pleistoceno Temprano

A finales del Plioceno Tardío comienzo del Pleistoceno se producen ascensos diferenciales de bloques (productos del Tercer Movimiento del Ciclo Ándico) en la cordillera de los Andes que se trasladaron también al sector extra-andino. En el sector distal de la cuenca se genera una pendiente en dirección NO que favoreció la migración del cauce del río Vera en dirección a la posición actualmente ocupada por el río Chico (Fig. 2.18). Ya en el Pleistoceno Temprano se produce la Gran Glaciación Patagónica. El derretimiento de los hielos de la GGP produjo extensas planicies proglaciares e incrementa el caudal de todos los ríos en el área de cabeceras. El río Senguer sigue escurriendo por el S del “Bajo de Sarmiento”. Las morenas GGP, las planicies proglaciares GGP, las Terraza IV del río Senguer y I del río Chico, son algunas de las geoformas que evidencian dicho período glacial. La cuenca sigue drenando como una única unidad de tipo exorreica, pero ahora en ocupando la posición del río Chico (Fig. 2.18).

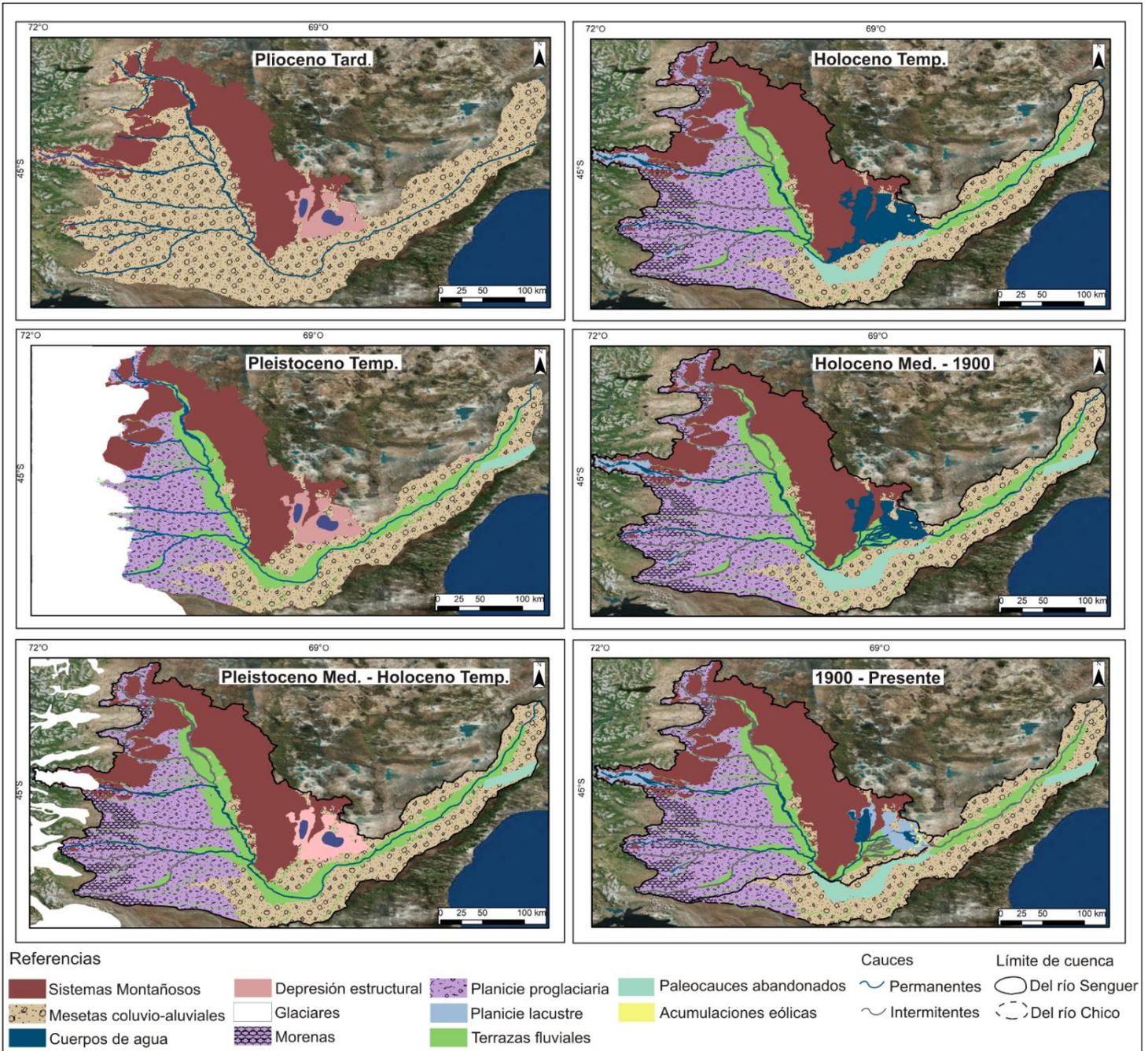


Figura 2.18. Esquema evolutivo de las cuencas de los ríos Senguer y Chico desde el Plioceno a la actualidad.

Pleistoceno Medio – Holoceno Temprano

En el Pleistoceno se producen la Post Gran Glaciación Patagónica I, II y III de menor extensión que la GGP. Las glaciaciones Post GGP I y III produjeron morenas que en gran parte del área de cabeceras, aún en la actualidad, dividen las cuencas que drenan hacia el río Senguer de las que fluyen hacia el océano Pacífico. Las planicies proglaciarias Post GGP I, terrazas Nivel V del río Senguer y Nivel II del río Chico, atestiguan este período glacial. Se estima que las morenas Post GGP I y III redujeron el área de cabeceras de algunos de los principales ríos de la cuenca (Genoa, Apeleg, Coyte, afluente del lago Blanco) y consecuentemente sus caudales (Fig. 2.18). Probablemente desde el Pleistoceno Medio los ríos Senguer y Mayo quedaron como los únicos cauces de régimen permanente de la cuenca (Fig. 2.18). Durante el Pleistoceno Tardío se produce el Último Máximo Glaciar y las geoformas derivadas del mismo, como morenas y planicies proglaciarias UMG y las terrazas Nivel VI (Pleistoceno Tardío), solo se observan en las áreas de drenaje de los dos cursos de agua mencionados. A su vez en el área distal de la cuenca como consecuencia del derretimiento de los glaciares del UMG, se genera la Terraza III del río Chico. Durante toda esta época la cuenca siguió drenando como una única unidad de tipo exorreica (Fig. 2.18). Por lo que los niveles de terraza II y III del Chico deberían considerarse como las terrazas Nivel V y VI del río Senguer.

Finalmente, a principios del Holoceno se instala en la Patagonia extra-andina Argentina un período de aridez (Markgraft et al., 2003; Markgraft et al., 2007). En consecuencia en el “Bajo de Sarmiento” se produce el retroceso de los protolagos Muster y Colhué Huapí (González Días y Di Tommaso, 2014).

Holoceno Temprano

A comienzos del Holoceno se produce un breve pero intenso período de sequía que genera el retroceso de los protolagos localizados en el bajo de Sarmiento y por ende el cambio en el nivel de base del bajo (Markgraf et al., 2003; Markgraft et al., 2007). Luego, en el Holoceno temprano - Medio se produce un período de mayor humedad en la región (Markgraf et al., 2003; Markgraft et al., 2007), que asociado al cambio en el nivel de base del bajo de Sarmiento favoreció la erosión retrocedente de un tributario de los protolagos al S de los mismos. La erosión retrocedente del tributario terminó generando la captura del río Senguer en las estribaciones S de las sierras de San Bernardo (González Días y Di Tommaso, 2014) (Fig. 2.18). Lo cual generó la inundación del “Bajo de Sarmiento” y la creación del paleolago Sarmiento (que incluía a los lagos Musters y Colhué Huapí). La cota de este lago alcanzó la altura actual de 330 m s.n.m. La captura ocasionó un acortamiento del río Senguer, abandonando su antiguo recorrido por el “Valle Hermoso”, actualmente atestiguado por las terrazas nivel I, II, III, IV, V y VI en dicho sector. Si bien la cuenca continuó siendo de tipo

exorreica, el mayor aporte de agua hacia el valle actual del río Chico, comenzó a provenir del “Bajo de Sarmiento”, específicamente del sector SE del paleolago (Fig. 2.18).

Holoceno Medio – 1900

Desde el Holoceno Medio las condiciones de aridez prevalecientes en el área (Markgraf et al., 2003) generan la progresiva retracción del paleolago, lo cual junto al gran volumen de material clástico que ingreso al “Bajo de Sarmiento” durante la captura del río da lugar a la conformación de un cono aluvial en la antigua planicie lacustre. La progresiva retracción del lago y el mayor desarrollo del abanico aluvial produjo la individualización de los lagos Musters y Colhué Huapí (González Días y Di Tommaso, 2014). El río Senguer llegaba al “Bajo de Sarmiento” distribuyendo su caudal en una serie de canales que desembocaba en el lago Musters (canal principal) y Colhué Huapí (canales secundarios). La cuenca continuó siendo de tipo exorreica y el mayor aporte de agua hacia el río Chico, provenía del lago Colhué Huapí (Fig. 2.18).

1900 - Presente

Durante los últimos 120 años se conforma el sistema río Senguer - lago Musters/Falso Senguer - lago Colhué Huapí de régimen endorreico y por otra parte la cuenca del río Chico individualizada (Fig. 2.18). El área del lago Colhué Huapí ha fluctuado significativamente durante los últimos 1750 años (Fabiani et al., 2014), debido a la variabilidad climática regional de eventos ENOS y AAO (Scordo et al., 2018b). Sin embargo, desde principios de siglo XX el hombre ha modificado los cursos fluviales de la cuenca forzando a que el agua que entra en el “Bajo de Sarmiento” se concentre solo en el canal principal del abanico aluvial, lo que derivó en la desecación de los canales secundarios del abanico, tributarios del Colhué Huapí. El “Falso Senguer”, emisario del canal principal, es el único canal de importancia que actualmente desagua en ese lago. Al reducirse los aportes de agua al Colhué Huapí, se han acentuado los procesos de retracción natural de su área. Lo cual, junto a los viento predominante del O, favoreció el desarrollo de procesos eólicos de acumulación en la costa E y SE del Colhué Huapí, generando la desconexión entre el lago y el río Chico. Es así como las modificaciones geomorfológicas producto de la variabilidad climática y el impacto antrópico generó el cambio de régimen exorreico a endorreico de la cuenca del Senguer, la separación de las cuenca del río Senguer y Chico y el cambio a intermitente del río Chico.

CONCLUSIÓN

La cuenca del río Senguer presenta rasgos geomorfológicos que demuestran una activa dinámica hidrológica asociada a los eventos tectónicos cretácicos, paleógenos y neógenos de las sierras de San Bernardo y cordillera de los Andes, a los eventos glaciales

pleistocenos y al cambio y a la variabilidad climática del holoceno. El estudio de la geomorfología regional, así como la definición de las edades relativas de las geoformas (morenas, planicies proglaciares, mesetas estructurales y terrazas de ríos) siguiendo los criterios de continuidad lateral y la relación topográfica, permitió resolver el problema de la diferencia de edades entre unidades mapeadas en distintas hojas geológicas.

De esa forma, se ha descrito y analizado la geomorfología regional del “Área de cabecera de la cuenca del río Senguer”, el “Bajo de Sarmiento” y la “Cuenca media y baja del río Chico”, lo cual permitió proponer una evolución hidrogeomorfológica de cada una de esas áreas en particular. La integración de la evolución de las tres áreas ha facilitado la identificación de seis distintas etapas donde se han producido cambios relevantes en la hidrografía de las cuencas de los ríos Senguer y Chico relacionados con los períodos climáticos y eventos tectónicos ocurridos desde el Plioceno Temprano hasta la actualidad. Las principales conclusiones de dicha evolución son:

- Durante el Plioceno y hasta comienzo del Holoceno el río colector principal de la cuenca escurría en sentido N-S en el frente occidental de las sierras de San Bernardo hasta las estribaciones S del mismo. Luego cambiaba su sentido SO-NE rodeando por el S la depresión estructural que ocupaban los proto lagos Musters y Colhué Huapí. Durante el Plioceno Tardío el río desembocaba en el océano Atlántico en el sector de la bahía Vera. Sin embargo a comienzo del Pleistoceno producto del ascenso diferencial de bloques el paleocauce migró a la posición actualmente ocupada por el río Chico

- Los eventos glaciales del Pleistoceno han generado cambios en las cabeceras de los principales ríos de la cuenca del río Senguer. Hasta el Pleistoceno Medio, la divisoria de agua se localizaba al O de sus límites actuales y la descarga producto de la ablación glacial fue drenada por los ríos Genoa, Apeleg, Senguer, Coyte, Mayo, Chalfía, afluente del lago Blanco y Guenguel. Sin embargo, en la actualidad solo los ríos Senguer y Mayo, que han erosionado las morenas frontales correspondientes a todos los eventos Post GGP en sus cabeceras, al drenar el agua de la ablación glacial correspondiente al UMG permanecen permanentemente y el resto son intermitentes.

- Los ríos Guenguel y Chalfía sólo drenaron el agua de ablación correspondiente a la GGP.

- En el UMG se desarrollaron glaciares de valle y la extensión de los mantos de hielo en el sector extra-andino fue menor al de las glaciaciones anteriores, por eso, durante el derretimiento de los hielos del UMG el agua no logró erosionar las morenas correspondientes a la Post GGP I en las cabeceras de los ríos Genoa, Apeleg y Coyte y a la Post GGP III en el valle del lago Blanco que a su vez se encontraban en una posición topográfica superior. De esta forma, desde el Pleistoceno Tardío las cabeceras de esos ríos se han reducido y las morenas correspondientes a la Post GGP I y III actúan de divisoria de cuenca.

- La captura del río Senguer y por ende el gran aporte agua y material clástico hacia el “Bajo de Sarmiento” y por ende a los lagos Musters y Colhué Huapí se produjo tentativamente durante el Holoceno temprano.
- Las cuencas de los ríos Senguer y Chico se individualizaron recién a mediados de siglo XX. Esto se generó producto de la viabilidad climática y el impacto antrópico que favoreció la formación de geoformas de acumulación eólica que desconectan al lago Colhué Huapí de la cabecera del río Chico. Desde ese momento la cuenca del río Senguer es endorreica y el río Chico posee un régimen intermitente.

CAPÍTULO 3.

CLIMATOLOGÍA E HIDROGRAFÍA REGIONAL DE LA CUENCA DEL RÍO SENGUER

INTRODUCCIÓN

Comprender la climatología regional de una cuenca es fundamental para estudiar la dinámica y características de los recursos hídricos dentro de la misma. (Strahler, 1986). En la Patagonia Argentina es posible reconocer trece subregiones climáticas en las cuales se desarrollan condiciones áridas, húmedas, frías, templadas, oceánicas y continentales, entre otras (Coronato et al., 2017). En la región el clima está mayormente determinado por un único factor meteorológico, la velocidad e intensidad de los vientos del O (Prohaska, 1976; Coronato et al., 2017). Estas corrientes se desarrollan debido a que el territorio patagónico se encuentra localizado entre la zona de altas presiones subtropicales y el cinturón de bajas presiones subpolares (Coronato et al., 2017). La velocidad y persistencia alcanzada por el viento en esta región del mundo es única y se debe a que en el Hemisferio Sur por debajo de los 40° S no existe otro continente que aminore la intensidad de las corrientes antes de su llegada a la Patagonia (Coronato et al., 2017).

El elemento topográfico más determinante en este territorio es la cordillera de los Andes. Este sistema montañoso se desarrolla en sentido N-S de manera perpendicular a los vientos predominantes, creando entre el sector Pacífico y Atlántico de la Patagonia uno de los gradientes climáticos (Lenaerts et al., 2014; Coronato et al., 2017), hidrológicos y ecológicos (Donoso, 2004) más marcados del mundo. A su vez, la gran extensión latitudinal de la Patagonia (37° - 56° S) permite que se desarrollen diferencias hidrológicas en sentido N-S asociado a la influencia de los módulos climáticos australes como El Niño - Oscilación del Sur y la Oscilación Antártica (Aravena y Luckman, 2009). El gradiente más destacado de esta región es el de las precipitaciones, en el sector cordillerano los promedios son de aproximadamente 2000 mm/año al N y 1200 mm/año al S mientras que, a menos de 200 km hacia el E, en la Patagonia extra-andina la precipitación solo alcanza los 150 mm/año.

La cuenca del río Senguer posee una gran extensión latitudinal (43° 36' - 46° 27' S) y longitudinal (72° 05' - 68° 30' O), por este motivo a lo largo de ella se desarrollan condiciones climáticas diversas que afectan la descarga de sus cursos de agua. Si bien algunos estudios climáticos e hidrológicos incluyen a la cuenca del río Senguer, por lo general se ha trabajado a escala regional incluyendo toda la Patagonia (con poco detalle) o local (analizando la climatología de una localidad o sector específico de la cuenca). Por ejemplo, se ha analizado la variabilidad interanual e interdecadal del caudal de los ríos andinos Argentinos (Waylen et al., 2000), así como el alcances de El Niño (Compagnucci y Araneo, 2007) y la tendencia de

las precipitaciones (Castañeda y González, 2008; Aravena y Luckman, 2009) sobre el caudal de los cursos de agua de la región. A nivel local se ha analizado como en la cuenca baja del Senguer, la temperatura, presión atmosférica, humedad relativa y velocidad del viento afectan (Tejedo, 2003) y a su vez son afectadas por los lagos Musters y Colhué Huapí (Coronato, 1996). Datos hidrológicos históricos han sido utilizado para realizar un informe de impacto ambiental en la cuenca media (SSRH, 2007). Sin embargo ninguno de estos estudios abarca en detalle la totalidad de la cuenca en un período actual. El objetivo del presente capítulo es caracterizar la climatología regional de la cuenca y analizar su efecto sobre la hidrografía del río Senguer.

MATERIALES Y MÉTODOS

Para el estudio de la descarga del río Senguer y la climatología regional de la cuenca, se utilizaron datos de las estaciones meteorológica Aeroclub Sarmiento (AS) (45° 34' 12" S, 69° 4' 48.9" O) y La Paulina (LP) (44° 57' 54" S, 71° 21' 38" O) y de la estación hidrológica Los Molinos (LM) (45° 59' 24" S, 69° 30' 0" O) (Fig. 3.1). Los registros están comprendidos dentro de la Red Hidrometeorológica Nacional de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación Argentina y fueron descargados de la página <http://bdhi.hidricosargentina.gov.ar/> (SSRH, 2017). La estación AS se encuentra localizada en la cuenca baja del río (Fig. 3.1) y de ella se obtuvieron datos diarios de precipitación (mm), evaporación (mm; en tanque evaporímetro), temperatura (°C), dirección e intensidad del viento (km/h). La estación LP se ubica en la cuenca alta (Fig. 3.1) y de ella se extrajeron registros diarios de precipitación y temperatura. La estación LM mide el caudal (m³/s) del río Senguer luego de haber recibido el aporte de todos sus principales tributarios. Todos los datos correspondieron al período 1987-2015, excepto para la evaporación (1994-2015) y la dirección del viento (1994-2011). Se eligió esta franja de tiempo porque es el período de años más largo con datos completos para todas las variables.

Los estadísticos descriptivos (valores medios, mínimos y máximos), así como la tendencia y las anomalías se calcularon para las series de tiempo del promedio anual de la temperatura, intensidad de viento y caudal y para el total anual de precipitación y evaporación. La tendencia lineal se obtuvo a través del método de Mann-Kendall usando el paquete de R Trend (Pohlert, 2016) y fue significativa cuando el valor p fue > 0,05. A su vez, para cada variable se computaron los promedios históricos mensuales. La intensidad del viento se analizó a través de la escala de Beaufort que contiene 12 categorías distintas (de calma a huracanes).

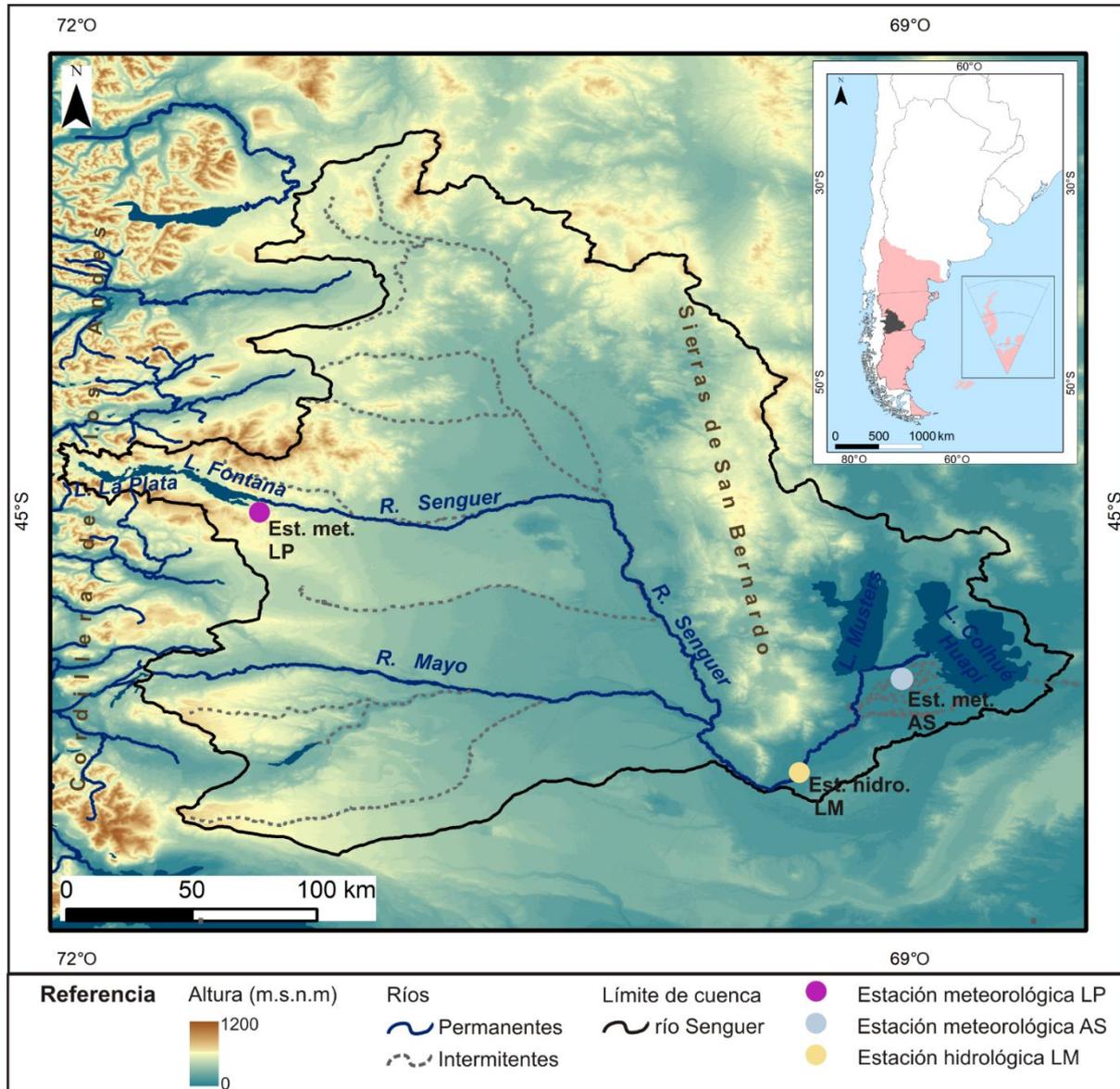


Figura 3.1. Localización de las estaciones meteorológicas Aeroclub Sarmiento (AS), La Paulina (LP) y la estación hidrológica Los Molinos (LM), dentro de la cuenca del río Senguer.

RESULTADOS

Temperatura del aire

Cuenca Alta

En la cuenca alta el valor medio de la temperatura anual fue 7,5 °C, con un máximo de 10 °C (1988) y un mínimo de 3,8 °C (1993) (Fig. 3.2A). La variable presenta una notoria fluctuación estacional con valores mínimos durante julio (promedio histórico mensual 0,8 °C) y máximos en febrero (promedio histórico mensual 14,2 °C) (Fig. 3.2B). La temperatura en esta zona no presentó una tendencia significativa ($p > 0,7$). Desde el año 2000 al 2015 se

observan tres períodos distintos en la evolución de la variable. De 2000 a 2003 se presentaron anomalías negativas (-0,2 a -2,2 °C), entre 2004 y 2010 se alternaron años de anomalías positivas y negativas (-0,7 a 1,1 °C), y de 2011 a 2015 la región sufrió un período de calentamiento con anomalías positivas (0,3 a 0,8 °C) (Fig. 3.2C).

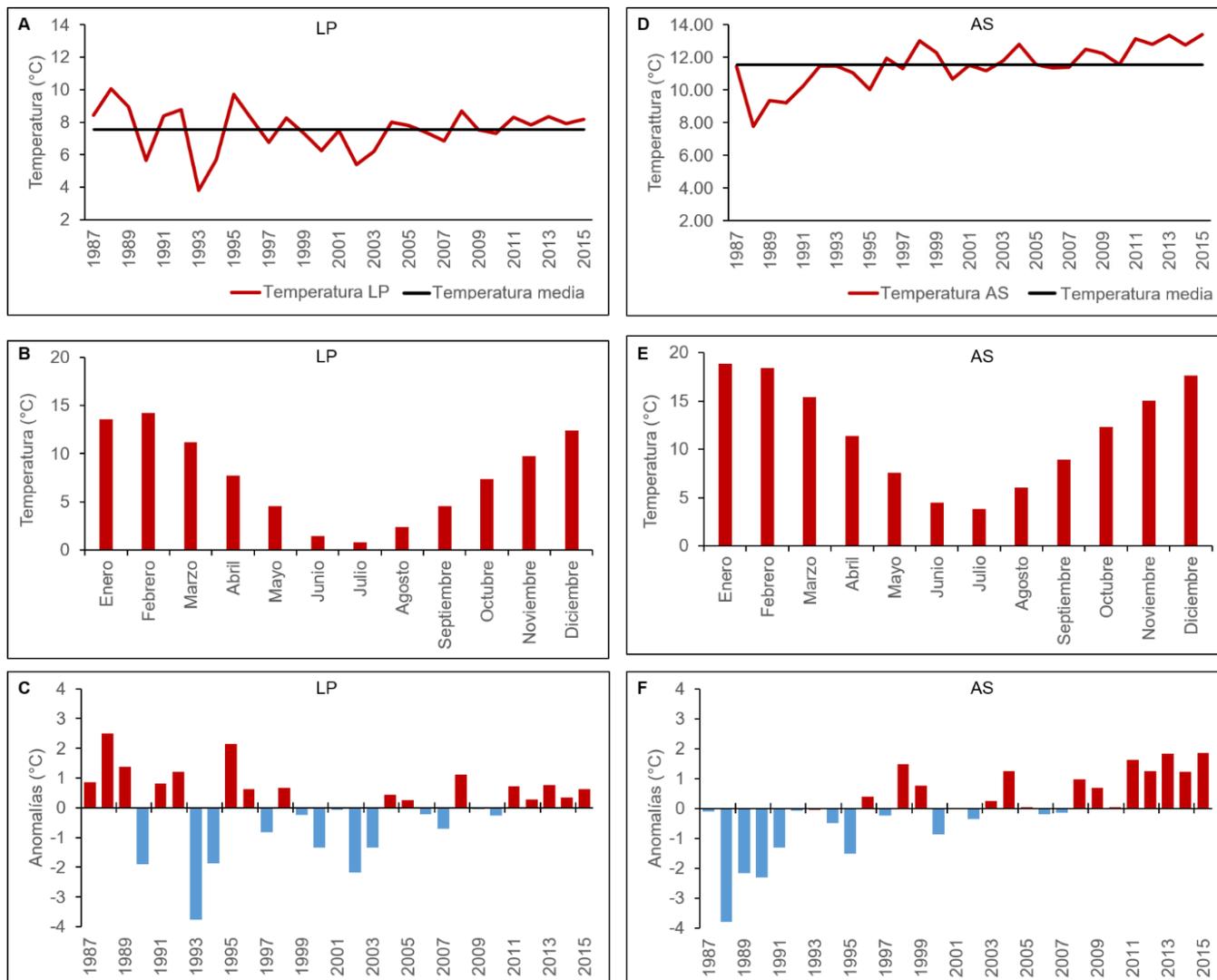


Figura 3.2. Temperatura del aire en la cuenca alta (LP) y baja (AS) del río Senguer (1987-2015). Media anual y promedio histórico (A y D), promedio histórico mensual (B y E) y anomalías (C y F).

Cuenca Baja

En la cuenca baja el valor medio de la temperatura anual fue 11,5 °C, con un máximo de 13,4 °C (2015) y un mínimo de 7,8 °C (1988) (Fig. 3.2D). La variable presenta una clara fluctuación estacional con valores mínimos durante julio (promedio histórico mensual 3,8° C) y máximos en febrero (promedio histórico mensual 18,9 °C) (Fig. 3.2E). En esta zona la temperatura mostró una tendencia de aumento significativa de 3,2 °C ($\tau = 0,5$; $p < 0,05$; pendiente = 0,11 °C). Desde 2008 a 2015 en la cuenca baja se produjo un período de

calentamiento con anomalías positivas de la temperatura que oscilaron entre 0,1 y 1,9 °C (Fig. 3.2F).

Precipitaciones

Cuenca Alta

En la cuenca alta el promedio de la precipitación total anual fue 269 mm, con un máximo de 459 mm (1993) y un mínimo de 155 mm (1995) (Fig. 3.3A). La variable presenta una fuerte fluctuación estacional con valores bajos durante los meses de verano y mínimos en diciembre (valor medio histórico mensual 10 mm), y registros altos durante los meses de invierno y máximos en junio (promedio histórico mensual 35 mm) (Fig. 3.3B). La precipitación no mostró una tendencia significativa ($p > 0,6$). Desde el año 1997 al 2015 se observan tres períodos distintos en la evolución de la variable. De 1998 a 2003 la precipitación presentó mayormente anomalías negativas (-8 a -97 mm), entre 2004 y 2011 se alternaron años de anomalías positivas y negativas (-110 a 155 mm), y entre 2012 y 2015 predominaron las anomalías positivas (6 a 59 mm) (Fig. 3.3C).

Cuenca Baja

En la cuenca baja el promedio de la precipitación anual acumulada fue 159 mm, con un máximo de 314 mm (1997) y un mínimo de 71 mm (2007) (Fig. 3.3D). Al igual que en la cuenca alta, la precipitación presenta una fuerte variación estacional con valores bajos durante el verano y mínimos durante diciembre (valor medio histórico mensual 5,4 mm) y registros altos durante el otoño e invierno con máximos en mayo (promedio histórico mensual 23,6 mm) (Fig. 3.3E). La variable no mostró una tendencia significativa ($p > 0,2$). Desde 1998 al 2015 se observan tres períodos distintos en la evolución de la precipitación. De 1998 a 2001 se alternaron años de anomalías positivas y negativas (-53 a 37 mm). Entre 2002 y 2006 la precipitación presentó mayormente anomalías positivas (29 a 56 mm) con excepción del 2004 (-32 mm). De 2008 a 2015 se produjo un período de sequías con anomalías mayormente negativas (-17 a -55 mm) (Fig. 3.3F).

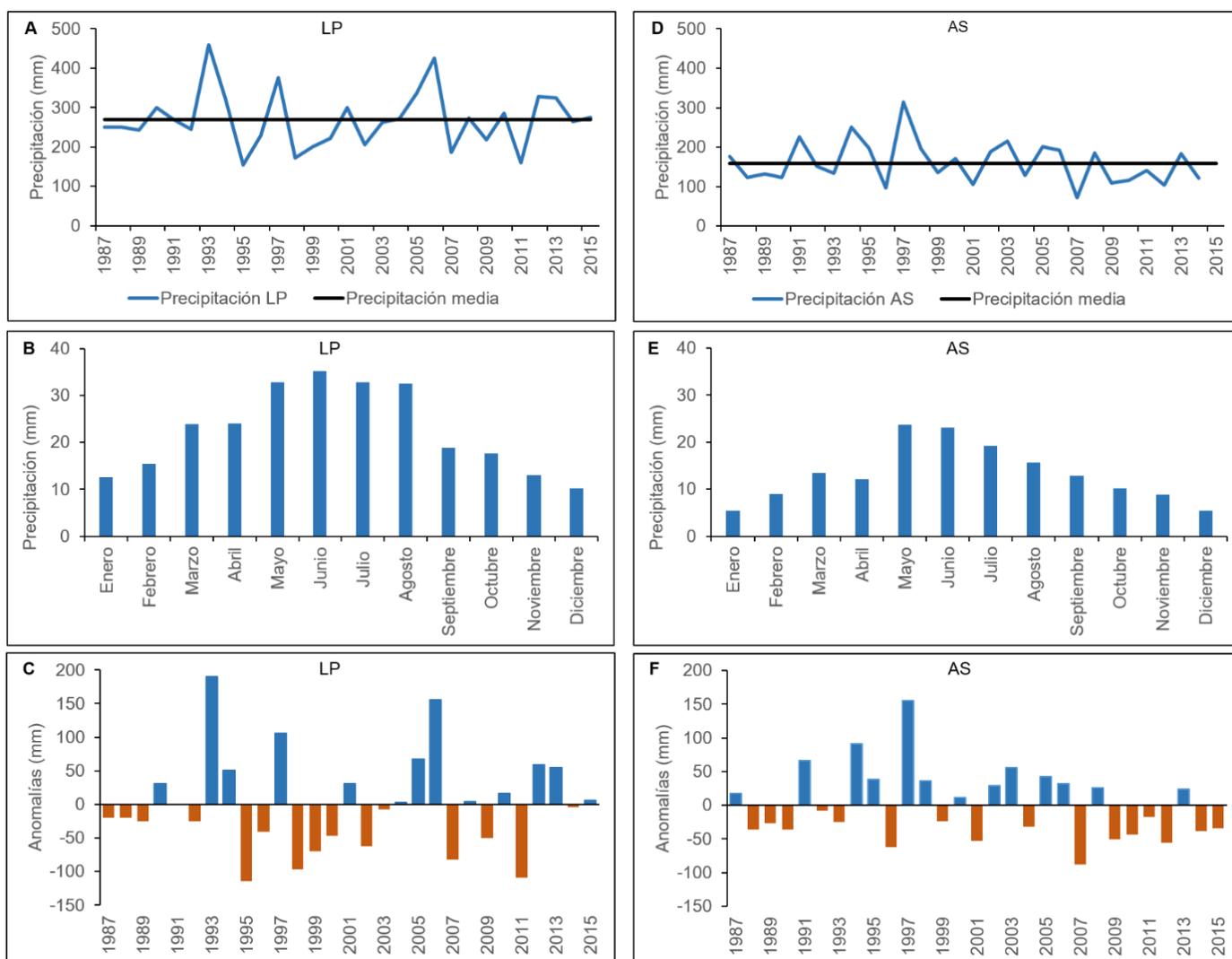


Figura 3.3. Precipitación en la cuenca alta (LP) y baja (AS) del río Senguer (1987-2015). Total anual y promedio histórico (A y D), promedio histórico mensual (B y E) y anomalías (C y F).

Evaporación (Cuenca Baja)

Esta variable solo fue registrada en la cuenca baja. El valor medio de la evaporación total anual fue 1761 mm, con un máximo de 2086 mm (1998) y un mínimo de 1506 mm (1995) (Fig. 3.4A). La variable presenta una notoria fluctuación estacional con un comportamiento similar al de la temperatura y opuesto al de la precipitación. Los valores más bajos se registran durante el invierno, con mínimos durante julio (promedio histórico mensual 42 mm) y los más altos durante la primavera y el verano, con máximos en noviembre (promedio histórico mensual 341 mm) (Fig. 3.4B). La variable no mostró una tendencia significativa ($p > 0,6$). Desde el año 1998 al 2015 se observan tres períodos distintos en la evolución de la evaporación. De 1998 a 2001 se producen años de anomalías positivas (149 a 325 mm).

Entre 2002 y 2007 la evaporación presentó mayormente anomalías negativas (-108 a -234 mm). De 2008 a 2015 en la cuenca baja se alternan períodos con anomalías negativas y positivas (-58 a 147 mm) (Fig. 3.4C).

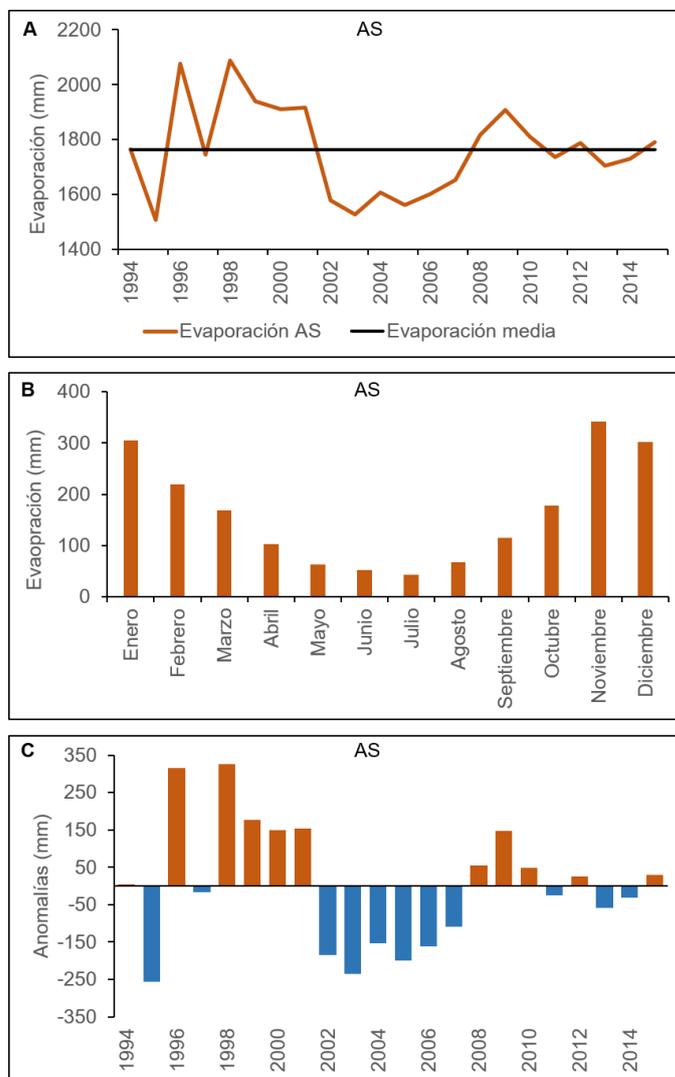


Figura 3.4. Evaporación en la cuenca baja (estación AS) del río Senguer (1994-2015). Total anual y promedio histórico (A), promedio histórico mensual (B) y anomalías (C).

Viento

Al igual que la evaporación, la intensidad y dirección del viento solo fue medida en la cuenca baja. Del total de registros de velocidades de viento el 39 % fueron calmas (velocidades menores a 2 km/h), el 39 % se distribuyó entre ventolinas y brisas débiles (entre 2 y 20 km/h), el 19 % entre brisas moderadas y fuertes (entre 20 y 50 km/h), y el restante 3 % fueron vientos fuertes, duros, muy duros y temporales (entre 50 y 103 km/h).

La dirección predominante del viento fue del O (72 %) con una velocidad media de 22 km/h (Fig. 3.5A y B). Si bien la velocidad promedio mensual del viento no mostró un patrón estacional marcado, en general los meses de primavera y verano fueron los que presentaron mayores valores, principalmente enero (24 km/h) (Fig. 3.5C).

El promedio de la velocidad anual del viento fue 20 km/h, con un máximo de 34 km/h (1996) y un mínimo de 9 km/h (2006) (Fig. 3.5D). La variable presentó una tendencia de disminución significativa de 20 km/h ($\tau = -0,4$; $p < 0,05$; pendiente = $-0,9$ km/h). Además, de 2003 a 2015 todos los años presentaron anomalías negativas de la velocidad del viento (-2 a -11 km/h) (Fig. 3.5E).

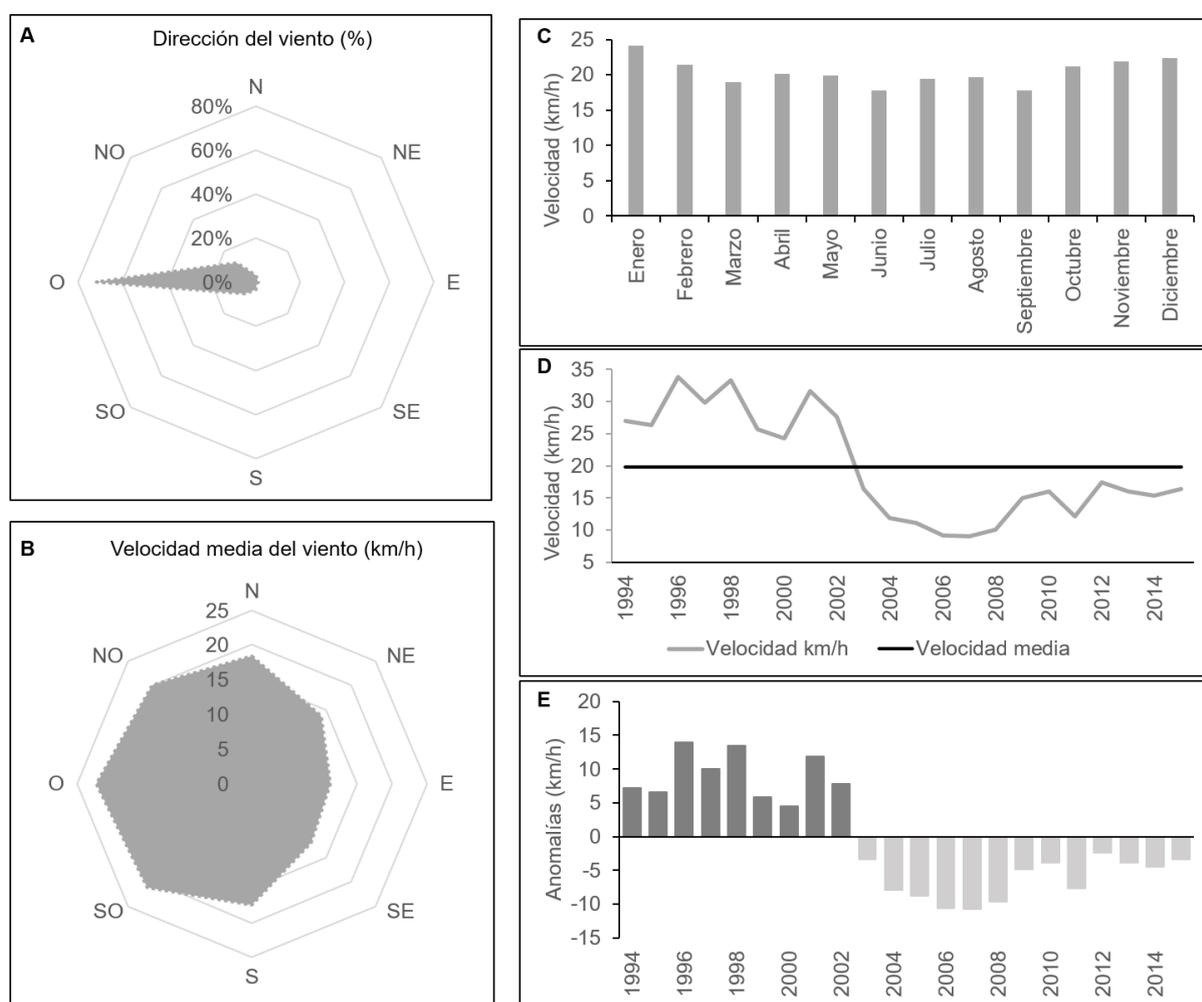


Figura 3.5. Viento en la cuenca baja del río Senguer desde (1994-2015). Dirección predominante (A) y velocidades promedios de cada dirección (B). Promedio histórico mensual (C), promedio anual y promedio histórico anual (D), y anomalías (E) de la velocidad del viento.

Caudal del río Senguer

El caudal promedio anual fue 50 m³/s, con un máximo de 79 m³/s (2002) y un mínimo de 28 m³/s (1988) (Fig. 3.6A). La descarga del río presenta una fuerte variación estacional

correspondiente con un régimen hidrológico del tipo nival. Los valores comienzan a aumentar a partir de los meses invernales producto de las precipitaciones pluviales, hasta alcanzar los máximos durante la primavera (promedio histórico mensual de octubre 92 m³/s) como consecuencia del derretimiento de las nieves invernales en la cordillera de los Andes favorecido por el aumento de las temperaturas (Fig. 3.6B).

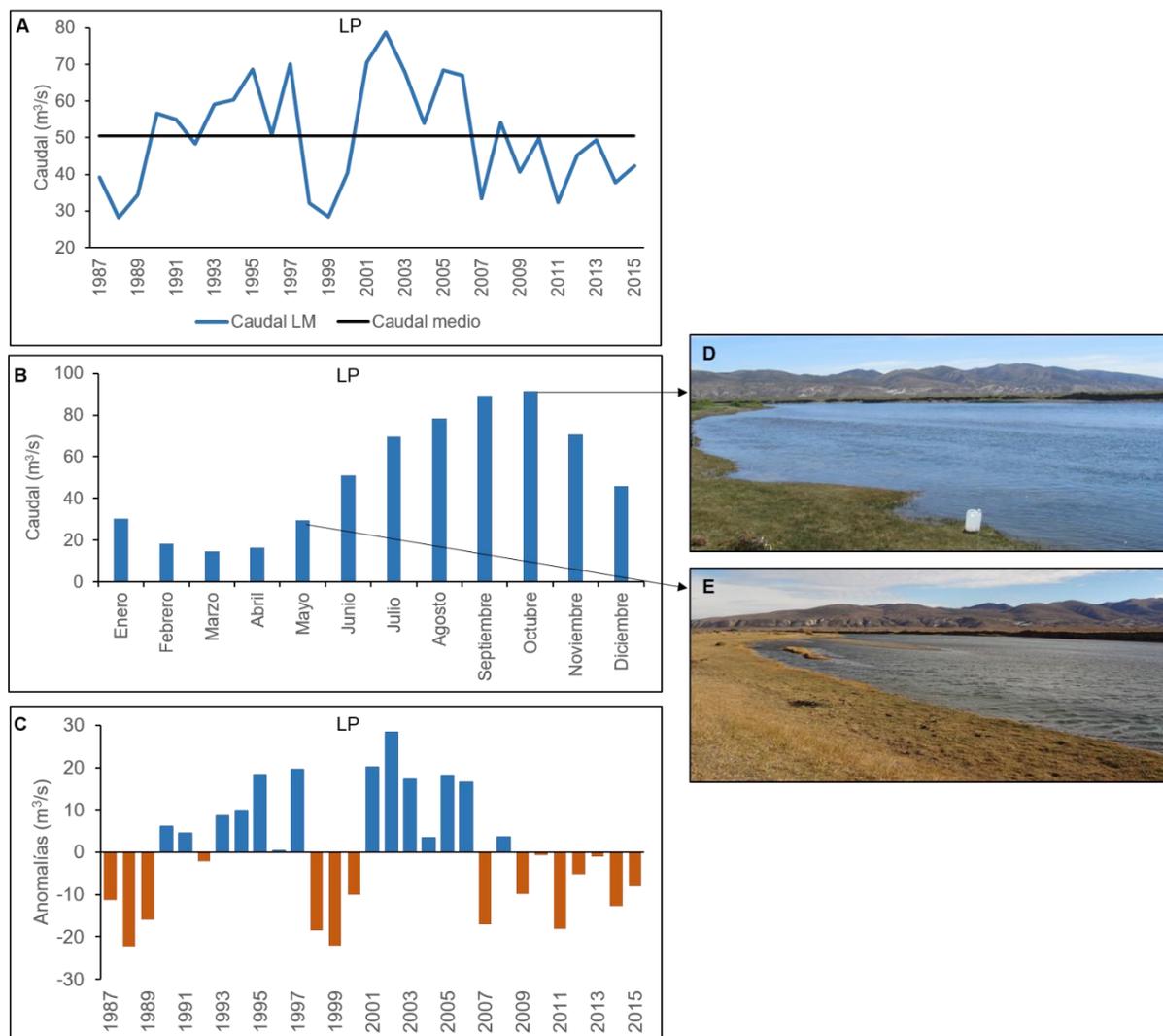


Figura 3.6. Caudal (m³/s) del río Senguer en la estación LM (1987 - 2015). Promedio anual y promedio histórico (A), promedio histórico mensual (B) y anomalías (C). Las fotos muestran el cauce del río cercano a la localización de la estación durante noviembre (D) y mayo (E) del año 2015.

Hacia el final del verano y durante el otoño, producto de la escasa precipitación pluvial y a que la nieve se derrite durante los meses previos, se registran los valores más bajos de caudal (promedio histórico mensual de marzo 15 m³/s). La descarga del río no mostró una tendencia significativa (valor $p > 0,8$). Desde el año 1998 al 2015 se observan tres períodos en la evolución del caudal. De 1998 a 2001 se producen años de anomalías negativas (-10 a -22 m³/s). Entre 2002 y 2006 se producen mayormente anomalías positivas (3 a 28 m³/s).

Finalmente, de 2007 a 2015 el caudal vuelve a presentar mayormente anomalías negativas (-1 a -18 m³/s) a excepción del año 2008 que registró anomalía positiva (4 m³/s) (Fig. 3.6C).

DISCUSIÓN

Del mapa esquemático de subregiones climáticas de la Patagonia (Coronato et al., 2017) se extrae que la cuenca del río Senguer es atravesada por al menos cinco diferentes tipos de climas: “Clima Frío Árido de Transición”, “Clima Frío semi-Árido de Transición”, “Clima Templado Árido de Transición”, “Clima Frío sub-Húmedo de transición” y “Clima Frío Húmedo de Transición” (Fig. 3.7). La denominación “de Transición” hace referencia a que los regímenes térmicos de estos climas responden a una combinación entre condiciones continentales y oceánicas.

Los datos de la estación meteorológicas LP, se corresponden con los de una zona intermedia entre los climas “Frío sub-Húmedo” y “Frío semi-Árido”, lo cual probablemente se deba a que la estación se encuentra localizada en el sector más oriental del valle de los lagos La Plata y Fontana en el límite con la región extra-andina (Fig. 3.7). Si bien el promedio de la precipitación anual (269 mm) corresponde a la de un clima “Frío semi-Árido”, su distribución estacional (concentrada en invierno) corresponden a la del clima “Frío sub-Húmedo”. Respecto de la distribución estacional de la temperatura ambos tipos de climas presentan marcada similitudes que coinciden con los registros medios mensual de la estación LP (máximos valores alcanzados durante el verano y mínimos durante el invierno).

Los datos de la estación meteorológicas AS se corresponden con los de una zona de borde entre los climas “Templado Árido” y “Frío Árido”, lo cual probablemente se deba a que la estación se encuentra localizada en el valle de los lagos Musters y Colhué Huapí en el centro del continente y flanqueada al O por las sierras de San Bernardo (Fig. 3.7). La velocidad promedio del viento (19 km/h) coincide con las de clima “Templado Árido”. A su vez, si bien la influencia del océano Atlántico (típica del clima “Templado Árido” en la Patagonia) no debería manifestarse debido a la lejanía con el océano, esta es remplazada por el efecto atemperante de los lagos antes mencionados (Coronato, 1996), reduciendo las grandes amplitudes térmicas entre el invierno y el verano usuales en climas “Frío Árido”. Por otro lado, el efecto orográfico de las sierras de San Bernardo retiene parte de las precipitaciones generando que en el valle de los lagos el promedio de las precipitaciones anuales (159 mm) se correspondan con las del clima “Frío Árido”. En síntesis, la intensidad del viento y la distribución estacional de la temperatura en la cuenca baja coinciden con las de un clima del tipo “Templado Árido”, mientras que el volumen de precipitación y su estacionalidad (predominantes durante el invierno) es característica de un clima “Frío Árido”.

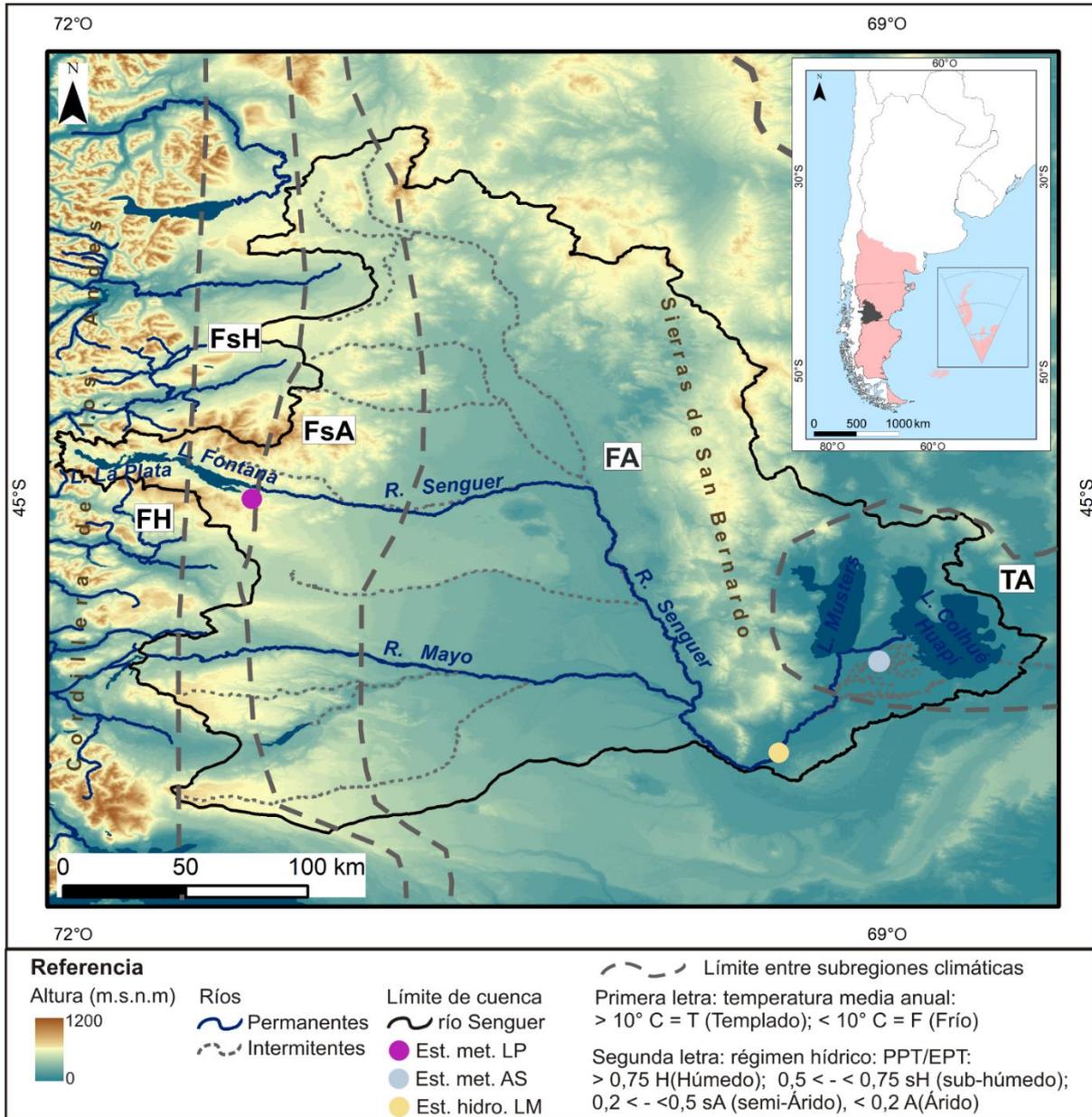


Figura 3.7. Localizaciones de subregiones climáticas dentro de la cuenca del río Senguer. Adaptado de Coronato et al. (2017)

Ninguna de las dos estaciones registra las características del “Clima Frío Húmedo” las cual se desarrolla en los valles a lo largo de la cordillera de los Andes (Fig. 3.7). Este tipo de clima se destaca por presentar una precipitación anual de 750 - 1200 mm (concentrada en invierno y con veranos secos en estas latitudes), 20 - 40 nevadas al año y temperaturas con marcada estacionalidad (medias mensuales de 15 °C durante el verano que descienden a 2 °C durante el invierno) (Coronato et al., 2017).

El módulo histórico del caudal (50 m³/s) coincide con los valores descripto por diversos autores para períodos de estudios distintos al de este trabajo: 49 m³/s en 1937 - 1959

(Valladares, 2004); 48,5 m³/s en 1986 - 2000 (Valladares, 2004); 49,7 m³/s en 1905 - 2006 (SSRH, 2007); 51,6 m³/s en 1986-2011 (SSRH, 2014). A su vez, el caudal al igual que la mayor parte de las variables analizadas no presentó tendencia significativa de aumento o disminución. Otro estudio realizado por SSRH (2007) tampoco encontró una tendencia significativa en el caudal para el período 1906-2005.

El Senguer es uno de los ríos patagónicos más afectados por la variabilidad climática (Quintela y Scarpati, 1993). Desde fines del siglo XIX se encuentran registros escritos que mencionan ciclos de mayor y menor descarga del río Senguer (Coronato et al., 2003). Una merma en el caudal del río Senguer de 1998 a 2000 fue asociada a la existencia de un período de déficit hídrico desde el año 1995 en la cuenca media y baja (Tejedo et al., 2003). En este sentido se observó que el caudal medio anual del río Senguer estuvo altamente relacionado con las distintas variables meteorológicas analizadas.

Desde 1998 al 2001 se producen años de anomalías negativas en la descarga media anual (entre -10 y -22 m³/s), las cuales coinciden con un período de anomalías negativas de la precipitación en la cuenca alta (-8 y 97 mm) y un período de anomalías positivas de la evaporación (entre 149 y 325 mm) en la cuenca baja. Estas dos condiciones meteorológicas generaron una disminución en el caudal de este curso de agua. Entre los años 2002 y el 2006 la descarga del río presentó mayormente anomalías positivas (entre 3 y 28 m³/s), las cuales coincidieron con un período de anomalías positivas de la precipitación (entre 29 y 56 mm) y negativas de la evaporación (entre 149 y 325 mm) en la cuenca baja. En dicho período, en la cuenca alta se alternaron años de anomalías positivas y negativas de la precipitación. Finalmente, entre el año 2007 al 2015 el caudal se reduce y vuelve a presentar anomalías negativas (entre -1 y -18 m³/s), lo cual coincidió con un período de anomalías negativas de la precipitación en la cuenca baja (-17 y -55 mm). En este último período la relación con la precipitación en la cuenca alta y la evaporación en la cuenca baja no es clara ya que ambas variables alternaron condiciones de anomalías positivas y negativas.

La falta de tendencia en la descarga del río indica que el caudal no fue afectado por la tendencia creciente de la temperatura de 3,2 °C ni la tendencia decreciente de la intensidad del viento de 20 km/h en la cuenca baja. Ni la temperatura ni el viento afectan directamente al caudal de un río, pero sí actúan sobre la evaporación regional. En particular la evaporación en la cuenca baja del río Senguer no presenta tendencia significativa de ningún tipo, lo cual probablemente se deba a que el efecto de ambas variables es contrapuesto. Si bien el aumento de la temperatura incrementa la evaporación, la velocidad decreciente del viento la disminuye.

La estacionalidad del caudal del río Senguer, en su cabecera, ha sido definida como del tipo complejo nivo-pluvial (Bruniard, 1992). Este régimen hidrológico presenta dos máximos de descarga, uno de menor magnitud generado por las precipitaciones pluviales del

invierno y que se manifiesta en esta misma estación, y el otro de mayor magnitud que se manifiesta durante la primavera producto del derretimiento de las nieves invernales (Bruniard, 1992). Un breve análisis del caudal en la cuenca alta permitió observar dicho comportamiento (Fig. 3.8A). Sin embargo el principal objetivo de este capítulo fue analizar el caudal del río una vez que este ha recibido los aportes de todos sus principales tributarios, lo cual ocurre alejado de su cabecera. Por este motivo no se observan dos máximos de aumento de caudal en la estación LM, sino uno continuo con sus mayores valores durante el mes de octubre (92 m³/s promedio histórico mensual). Esto probablemente se deba a que el principal tributario del río Senguer es el río Mayo, el cual presenta un régimen de tipo nival cuyo máximo ocurre durante octubre (Fig. 3.8B).

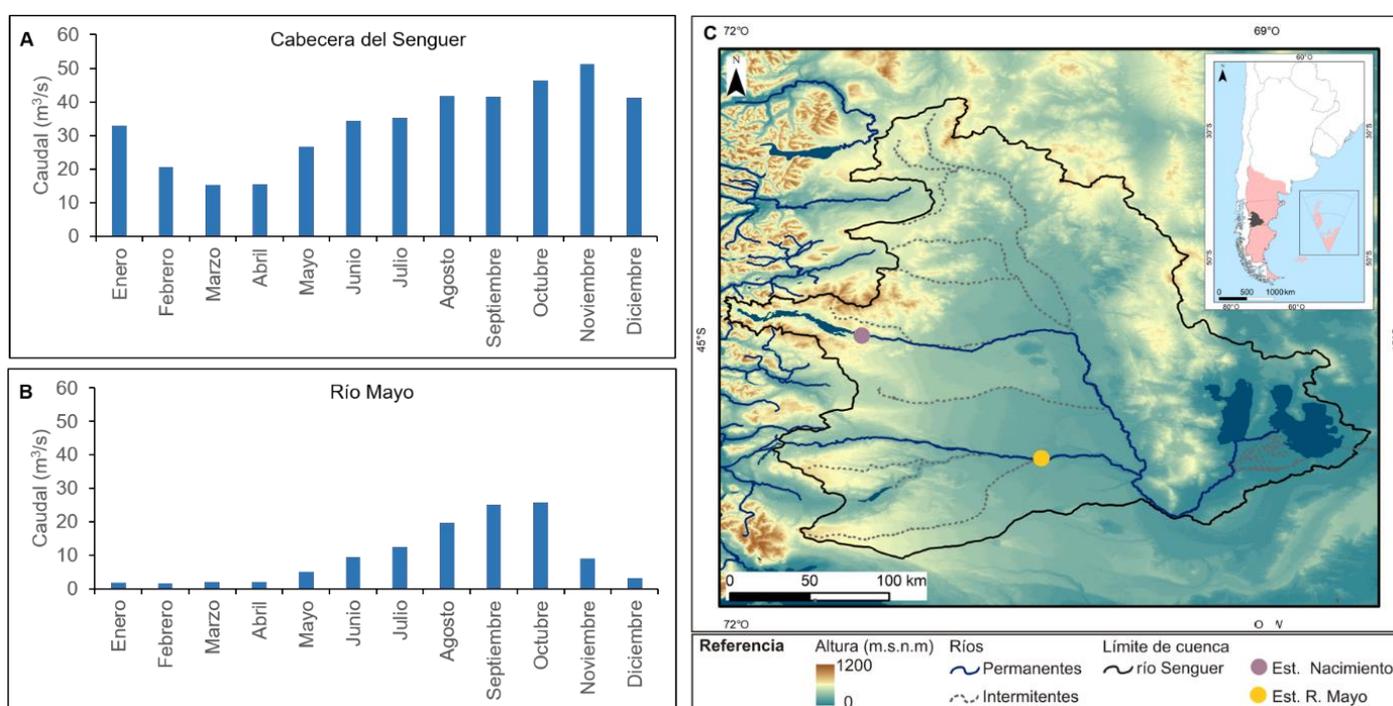


Figura 3.8. Promedio histórico mensual del caudal (m³/s) del río Senguer en su cabecera (estación Nacimiento, 44° 57' 31" S y 71° 20' 32" O) (A) y del río Mayo (estación Paso Río Mayo, 45° 40' 52" S y 70° 15' 13" O) (B). Localización de las estaciones en la cuenca (C). Ambas estaciones corresponden a la Red Hidrometeorológica Nacional de la SSRH (2017)

En lo que respecta a la tendencia de la temperatura y precipitación, se encontraron diferencias con trabajos que analizaron estas variables en escenarios futuros. Por ejemplo, la simulación de cambio climático para la Argentina utilizando los modelos regionales MM5, predijo que hacia el año 2090 la temperatura en la cuenca del río Senguer aumentaría entre 1,5 y 2,5 °C (Nuñez et al., 2006). Si bien los resultados obtenidos del análisis de la temperatura en la cuenca baja se corresponden con estas predicciones, no ocurre lo mismo con la temperatura en la cuenca alta. Por otro lado, Nuñez et al. (2006), predicen que la precipitación anual podría decrecer hasta 200 mm para el año 2090. Esos resultados

coinciden con el análisis del escenario SRESA1B que predice un decrecimiento sustancial en las precipitación en el sector austral de los Andes para el período 2070 – 2099 respecto del período 1970 – 1999 (Vera et al., 2006). Sin embargo el cálculo de las tendencias de las precipitaciones en las dos estaciones de la cuenca del río Senguer no presentó cambios significativos en los últimos 29 años.

CONCLUSIÓN

La climatología de la cuenca del río Senguer se debe definir como una sucesión de subregiones climáticas. De O a E la sucesión comienza en la zona cordillerana con condiciones frías y húmedas, luego continúa en el sector precordillerano y extra-andino con condiciones frías sub-húmedas y frías semi-áridas, respectivamente, para finalizar en el valle de Sarmiento con condiciones de frío árido a templado árido.

El gradiente climático complejiza la dinámica del caudal del río Senguer. Las anomalías positivas y negativas del caudal medio anual del río estuvieron relacionado con las anomalías positivas y negativas de la precipitación en ambos sectores de la cuenca y con la evaporación en la cuenca baja. Por otro lado, a pesar de que la temperatura y el viento en la cuenca baja presentan tendencia significativas de aumento y descenso respectivamente, estos cambios en el clima parecieran no estar afectando al caudal. Esto puede deberse a que ambas variables tienen un efecto contrario sobre la evaporación, la cual no presenta tendencia de ningún tipo. A su vez, los cambios mencionados ocurren en la cuenca baja, mientras que la mayor parte del caudal del río Senguer es generado por las precipitaciones nivo-pluviales de la cuenca alta donde ninguna variable presentó tendencia significativa de cambio.

Resumiendo, la cuenca del río Senguer presenta una alta variabilidad climática la cual queda evidenciada en los períodos de anomalías positivas y negativas que presentaron las distintas variables climáticas analizadas y que derivaron en que el caudal del río Senguer presente anomalías negativas entre 1998-2001, positivas entre 2002-2006 y nuevamente negativas entre 2007-2015. Sin embargo al analizar todo el período de estudio, la mayor parte de las variables así como el caudal del río no presentaron tendencias significativas que permitan pensar en un cambio climático regional.

CAPÍTULO 4.

FLUCTUACIONES DE LAS ÁREAS Y EL NIVEL DE LOS LAGOS MUSTERS Y COLHUÉ HUAPÍ ASOCIADA A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA E HIDROLÓGICA (1998 - 2015)

INTRODUCCIÓN

La variabilidad climática produce cambios en los procesos hidrológicos y en los cuerpos de agua de una cuenca (Milly et al., 2005; Beniston y Stoffel, 2014), los cuales son especialmente importantes en regiones áridas y semiáridas (Williamson et al., 2009). En particular, los lagos son considerados centinelas del cambio climático, ya que presentan una rápida respuesta y alta sensibilidad a la variabilidad climática (Williamson et al., 2008, 2009; Adrian et al., 2009). Estas respuestas dependen de las características físicas de los cuerpos de agua. Los lagos someros son especialmente sensibles a cambios en la precipitación, el patrón de drenaje, al aumento de la temperatura, (George et al., 2007; Whitehead et al., 2009) y las variaciones en la intensidad del viento (Woolway et al., 2017).

A menos que haya una condicionante antrópica de gran intensidad, generalmente existe una fuerte relación entre las variaciones del área y la profundidad de un lago y el comportamiento de ciertas variables climáticas e hidrológicas (caudal, temperatura, precipitación, y evaporación) (Qinghua et al., 2008; Yan y Zheng, 2015). Es por eso que, los cambios en la superficie y profundidad de un lago se consideran indicadores de variabilidad climática (Shi y Ren, 1990; Qinghua et al., 2008; Yan y Zheng, 2015).

Si bien la influencia de fenómenos climáticos regionales, como El Niño Oscilación del Sur (ENSO) y la Oscilación Antártica (AAO) sobre la hidrología de los ríos y lagos de la Patagonia Argentina ha sido en cierta medida estudiada, en particular entre los 45 - 50° S, algunos resultados son contradictorios entre si. Por ejemplo, Pasquini y Depetris (2007) postularon que el caudal de los ríos Patagónicos en esas latitudes presenta cambios significativos en una frecuencia similar a la ocurrencia de eventos el Niño (2-7 años). Otro estudio reveló que la descarga de los ríos en esta zona presenta una correlación simultánea con la temperatura superficial del mar en la región El Niño 3+4 (Compagnucci y Araneo, 2007). Por el contrario, en otro trabajo se encontró que durante fuerte eventos El Niño, la velocidad media del viento sobre el Pacífico entre los 45 - 55° S decrece, reduciendo las precipitaciones un 10-20 % en la costa O del continente Sudamericano (Schneider et al., 2004). A su vez Lara et al. (2014) observaron que las variaciones en el caudal de los ríos en esta área están relacionadas con las fluctuaciones en la Oscilación Antártica con poca influencia de eventos ENOS. Por otro lado, Pasquini et al. (2008) afirman que las variaciones en la profundidad de los lagos son principalmente dependiente de factores climáticos locales.

Ninguno de los trabajos antes mencionado, ha tenido en cuenta el efecto de factores climáticos locales y el de los fenómenos regionales AAO y ENOS simultáneamente. La región localizada al E de los Andes entre los 45 - 50° S pareciera ser una zona transicional donde el efecto tanto del ENOS, del AAO y los factores climáticos locales se interrelacionan y modifican la dinámica de sus ríos y lagos.

El lago Musters (MU; 45° 26' S, 69° 11' O) y Colhué Huapí (CH; 45° 32' S, 68° 45' O) (Fig. 4.1) son los dos mayores cuerpos de agua dulce de toda la Patagonia extra-andina Argentina (González Díaz y Di Tomasso, 2014). Estos lagos se localizan en el sector distal de la cuenca del río Senguer en el centro de la Patagonia Argentina.

A pesar de encontrarse solo a 15 km de distancia entre si, ambos cuerpos de agua presenta marcadas diferencias. El MU es un lago profundo (38,5 m de profundidad máxima y 20 de profundidad media), de 12 km de ancho y 40 km de largo máximo (Quirós et al., 1983). Elevaciones que alcanzan los 900 ms.n.m rodean a este cuerpo de agua al O y NO, mientras que su costa S forma parte del abanico aluvial del río Senguer. Por el contrario, el Colhué Huapí es un lago somero (5,5 m de profundidad máxima y 2 m de profundidad media) de 23 y 50 km de ancho y largo máximo respectivamente (Quirós, 1988). A excepción de su costa N donde se encuentran elevaciones de hasta 500 m s.n.m., el resto del lago está rodeado por suaves elevaciones. Al E del cuerpo de agua se observa la formación de médanos, y sus costas S y O forman parte del abanico aluvial del río Senguer. Las diferencias en las características físicas de los dos lagos hacen que su dinámica frente a la variabilidad climática sea diferente. En períodos de escasez de agua el lago somero es el más afectado por el viento y la evaporación (Tejedo, 2003).

Los flujos de entrada y salida de agua dentro de estos cuerpos de agua se pueden resumir en el caudal del río, la precipitación y la evaporación. El río Senguer (caudal medio de 51,6 m³/s (SSRH, 2014)) fluye dentro del lago MU por su costa S, pero 50 m antes de la desembocadura parte de su caudal diverge hacia el E y se forma el río Falso Senguer (caudal medio de 24,6 m³/s (SSRH, 2014)) que termina desembocando en la costa O del lago CH. La descarga de ambos cursos de agua fluctúa estacionalmente con un máximo durante la primavera debido al derretimiento de la nieve en la alta montaña (Bruniard, 1992).

Como se mencionó anteriormente, dentro de la cuenca se produce un importante gradiente de precipitación en sentido O-E. La precipitación afecta el flujo de entrada de agua hacia los lagos MU y CH de dos maneras. Por un lado, en la cuenca alta se convierte en caudal del río Senguer. Por otro lado, en la cuenca baja, la precipitación sobre los lagos es una entrada directa de agua a estos sistemas.

Finalmente, la cuenca de estos lagos es de tipo endorreica, esto se debe a que ninguno de los dos cuerpos de agua posee en la actualidad un efluente superficial. La

principal salida de agua desde los lagos es la evaporación (aproximadamente 1800 mm/año) (SSRH, 2014).

El objetivo de este capítulo es analizar las variaciones anuales de las áreas de los lagos MU y CH desde 1998 a 2015 y las fluctuaciones mensuales de la profundidad del lago MU desde 1996 a 2015. Las variaciones de estos sistemas se relacionarán con sus principales variables de entrada y salida de agua (caudal, evaporación y precipitación). Finalmente, una vez identificadas cual o cuales de esas variables explica la mayor parte de los cambios en los lagos, se analizará la evolución de estas variables y sus relaciones con índices climáticos regionales (AAO y SOI)

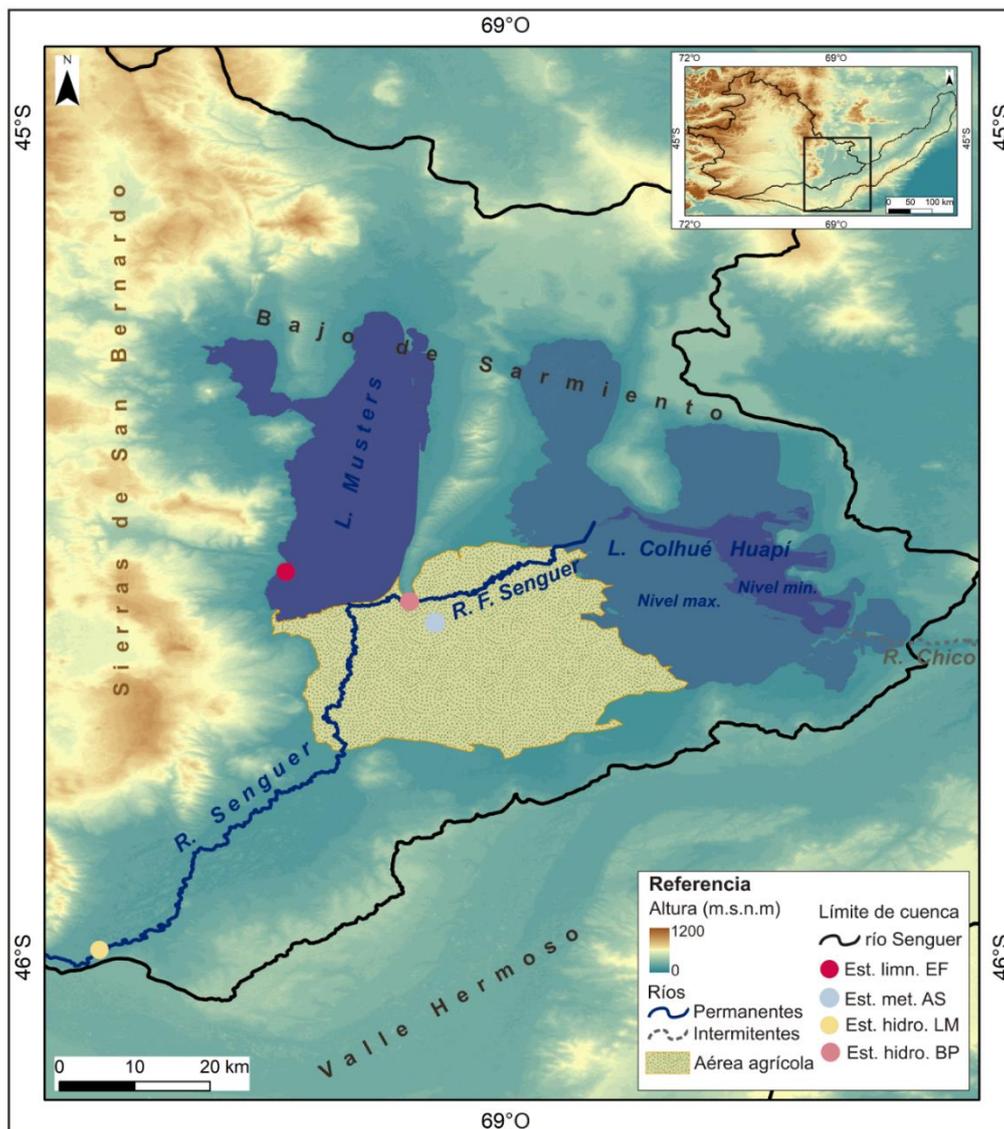


Figura 4.1. Localización del área de estudio. Se observa la localización de la estación meteorológica Aeroclub Sarmiento (AS); las estaciones hidrológicas Los Molinos (LM) y Camino Buen Pasto (BP) en los ríos Senguer y Falso Senguer respectivamente; y la estación limnimétrica El Fortín (EF) en el lago Musters.

MATERIALES Y MÉTODOS

Cálculo de las áreas de los lagos MU y CH

Para estudiar la variación interanual del área de los lagos MU y CH, se utilizaron imágenes Landsat (5 TM, 7 ETM+ y 8 OLI). Por cada año del período de estudio (1998-2015) se usó una imagen satelital (18 en total). Todas las escenas analizadas correspondieron a la estación estival (mayormente de diciembre y enero) debido a que el máximo caudal se produce durante la primavera (octubre y noviembre) y su efecto sobre el área de los lagos es más evidente durante los meses de verano. A su vez, las imágenes de los meses de verano presentan escasa nubosidad y están disponibles para todos los años del período de estudio.

Las imágenes utilizadas corresponden a los productos Landsat Higher Level (Path 229 y Row 92) y fueron descargadas de la página web del U. S. Geological Survey (<http://earthexplorer.usgs.gov>) (USGS, 2016). Las imágenes incluyen datos de reflectancia superficial. Las especificaciones de cómo los productos Landsat Level 1 son corregidos y convertidos en datos de reflectancia superficial pueden encontrarse en <https://landsat.usgs.gov/landsat-surface-reflectance-high-level-data-products>.

Para diferenciar entre el agua y las otras coberturas se realizó una combinación de bandas RGB (infrarojo cercano, infrarojo medio, rojo) a las imágenes Landsat (Landsat 5 y 7: bandas 4-5-3; Landsat 8: bandas 5-6-4). En diversos estudios se ha demostrado que esta combinación de bandas es la más adecuada para diferenciar entre el agua y otras coberturas del suelo (NASA, 1999; Horning, 2004; Chuvieco, 2010). Para la delimitación del área de los lagos se aplicó, sobre la combinación RGB, una clasificación supervisada bajo el método de máxima verosimilitud (Maximum Likelihood) a partir de la definición de áreas de interés (ROI) y se realizó una vectorización de dicha clasificación con el software ENVI 4.1. El valor del área de los lagos se obtuvo con la herramienta Raster Calculator del software ArcGIS v10.0. Finalmente, valores estadísticos estandar fueron calculados.

Análisis de la variación de la profundidad del lago MU

Para el período 1996-2015 (240 meses) se analizó la variación mensual de la profundidad del lago MU utilizando los datos correspondientes a la estación limnimétrica El Fortín (EF) (45° 34' 36" S) (Fig. 4.1) de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación Argentina (<http://bdhi.hidricosargentina.gov.ar/>) (SSRH, 2017). La estación está ubicada dentro del lago cerca a la superficie, si bien no muestra la fluctuaciones de la profundidad total, permite observar los cambios en los primeros metros. A las series de tiempo se les calculó la media y la tendencia lineal (método de Mann-Kendall), y se le realizó un análisis estructural que permitió definir puntos de quiebre que indiquen cambios significativos (no

estacionales) en la tendencia y la media (método Breakpoints de la regresión lineal simple). Los promedios y tendencias de las serie de tiempo se calcularon usando el paquete de R Trend (Pohlert, 2016), los puntos de quiebre de las series de tiempo se calcularon usando el paquete de R Strucchange (Zeileis et al., 2002).

La profundidad del lago MU en el mes de enero de cada año fue estudiada entre 1998-2015. Esto permitió comparar la variación interanual de la profundidad en relación a las fluctuaciones interanuales del área. Con esta información se realizó el modelo de regresión múltiple de la profundidad del lago MU, que se explicará en el apartado “Modelos de regresión lineal múltiple”.

Análisis de series de tiempo climáticas e hidrológicas

Los valores medios mensuales de precipitación (mm), evaporación (mm) y caudales (m^3/s) se descargaron de la página de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (<http://bdhi.hidricosargentina.gov.ar/>) (SSRH, 2017). Estos datos corresponden a las estaciones hidrológicas Los Molinos (LM) ($45^{\circ} 59' 24''$ S, $69^{\circ} 30' 0''$ O) y Camino Puente Buen Pasto (BP) ($45^{\circ} 33' 36''$ S, $69^{\circ} 3' 36''$ O) y a la estación meteorológica Aeroclub Sarmiento (AS) ($45^{\circ} 34' 12''$ S, $69^{\circ} 4' 49''$ O) (Fig. 4.1). La estación LM mide el caudal del río Senguer antes de que ingrese al lago MU, y sus datos fueron utilizados en el análisis de las variaciones en el área y el nivel del lago MU. La estación BP mide el caudal del río Falso Senguer previo a su desembocadura en el lago CH, y sus registros se usaron en el análisis de los cambios en el área del lago CH. La estación meteorológica AS se encuentra localizada entre ambos cuerpos de agua (Fig. 4.1), y sus datos se aplicaron en el análisis de los cambios de los dos lagos.

El caudal medio anual (m^3/s), la evaporación total anual (mm/año) y la precipitación total anual (mm/año) se calculó para el período 1998-2014. Además, para la serie de tiempo anual de cada variable se calculó y se analizó los estadísticos descriptivos (media, desvío estándar, valores mínimos y máximos).

Modelos de regresión lineal múltiple del área de los lagos MU y CH y de la profundidad del lago MU.

Los flujos totales de entrada y salida de agua de los lagos MU y CH se calcularon. Los flujos de entradas fueron el caudal total anual (m^3) y la precipitación total anual (m) sobre el área del lago (m^2) (precipitación total anual multiplicada por el área del lago; m^3). En este modelo conceptual se asume que la precipitación tiene un efecto nulo sobre el caudal debido a dos motivos, por un lado por su escasa cantidad (promedio anual 150 mm) y por otro lado

porque es precipitación local cercana a los lagos MU y CH la cual es una zona semiárida. De esta forma la precipitación que no cae directamente sobre los lagos, no alcanza a estos cuerpos de agua, ya que se infiltra rápidamente. El único flujo de salida de ambos lagos es la evaporación total anual desde el lago (m^3), evaporación anual (m) multiplicada por el área de los lagos (m^2). La proporción de cada uno de estos flujos de entrada y salida (caudal, precipitación sobre el lago y evaporación desde el lago) respecto del total de flujos ha sido calculada para comprender la importancia relativa de cada uno de ellos.

El lago MU tiene otro de flujo de salida de origen antrópico que es un acueducto que se encuentra activo desde 1965 y que en la actualidad posee una capacidad máxima de transporte de agua de $1,3 m^3/s$ (el equivalente a 41 millones de $m^3/año$). Sin embargo no hay una serie de tiempo con datos oficiales que permitan incorporar estos datos al modelo de regresión. Por lo tanto este flujo no se incluyó en el cálculo de las regresiones ya que se asumió constante y por ende no añade información relevante para analizar variaciones.

Un modelo de regresión lineal múltiple (método Stepwise) de cada lago se calculó para estudiar cual o cuales de los flujos de entrada y salida de agua están relacionado con las variaciones interanuales de sus superficies. La regresión incluye el área de lago (A_{t_0}), como variable dependiente, y las series de caudal total anual (Q_{t-1}), la precipitación total anual sobre el área del lago (Ppt_{t-1}) y la evaporación total anual desde el lago (ET_{t-1}) del año anterior a la situación del área del cuerpo de agua en t_0 , como variables independientes (Tabla 4.1).

Tabla 4.1. Descripción de las variables utilizadas para calcular los modelos de regresión lineal múltiple.

Variables	Unidades	Descripción	Tipo de variable
A_{t_0}	km^2	Área del lago en el tiempo 0	Dependiente
$Prof_{t_0}$	m	Profundidad del lago en enero en el tiempo 0	Dependiente
Q_{t-1}	m^3	Caudal total anual del año previo a A_{t_0} o a $Prof_{t_0}$	Independiente
Ppt_{t-1}	m^3	Precipitación total anual (m) del año previo a A_{t_0} * Área del lago (m^2) del año previo a A_{t_0} o a $Prof_{t_0}$	Independiente
ET_{t-1}	m^3	Evaporación total anual (m) del año previo a A_{t_0} * Área del lago (m^2) del año previo a A_{t_0} o a $Prof_{t_0}$	Independiente

Además, un modelo de regresión lineal múltiple se calculó para analizar que variables influyen en las fluctuaciones interanuales de la profundidad del lago MU. Esta regresión incluye la profundidad del lago en enero de cada año ($Prof_{t_0}$), como variable dependiente, y las series de caudal total anual (Q_{t-1}), la precipitación total anual sobre el área del lago (Ppt_{t-1}) y la evaporación total anual desde el lago (ET_{t-1}), del año anterior a la situación de la profundidad del lago en t_0 , como variables independientes (Tabla 4.1).

La regresión múltiple calcula un coeficiente Beta (β) para cada una de las variables independientes utilizadas. β señala cuanto aumenta la desviación estándar de la variable dependiente (en este caso área del lago o la profundidad) cuando aumenta la desviación estándar de la variable independiente (caudal, precipitación sobre el lago, o evaporación desde el lago) asumiendo que las otras variables independientes del modelo permanecen constantes. El valor neto de β es una medida del efecto que produce la variable independiente sobre la variable dependiente. Aquella variable independiente que presente el mayor valor neto β será la que tenga un mayor efecto en la variación de la variable dependiente. Por lo tanto, en este estudio, los valores netos de β muestran la importancia del caudal, la precipitación y la evaporación sobre las fluctuaciones de las áreas y la profundidad de los lagos.

Todos los modelos de regresión múltiple fueron calculados con diez años de datos desde 1999-2008. Para validar cada modelo se computó el índice de eficiencia de modelos de Nash-Sutcliffe (NSE) (Nash y Sutcliffe, 1970) y una prueba t estándar para muestras independientes (las diferencias fueron significativas cuando $p < 0,01$). En el caso de los modelos del área de los lagos, el NSE y la prueba t se realizaron comparando los datos de las superficies de los lagos entre 2009 y 2015 obtenidas del procesamiento de las imágenes satelitales con las determinadas por los modelos para los mismos años. El NSE y la prueba t para el modelo de la profundidad del lago MU, se realizaron comparando los datos de la profundidad registrada por la estación limnimétrica EF en los eneros del período 2009-2015 con la calculada por el modelo para los mismos años.

Análisis de serie de tiempo mensuales

Una vez identificadas las variables que explican significativamente la variación del área de los lagos MU y CH y la profundidad del lago MU se exploró las series mensuales de dichas variables (240 meses de 1996 a 2015). La relación entre las variables independiente más determinante de las regresiones y los índices que representan las anomalías de fenómenos climáticos regionales como el AAO y el SOI fue analizada. Los datos de las anomalías climáticas del AAO y el SOI se obtuvieron de la National Oceanic y Atmospheric

Administration (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>) (NOAA, 2016). Estos índices explican fenómenos climáticos regionales que generan los efectos más importantes sobre la variabilidad hidroclimática de la Patagonia (Compagnucci y Araneo, 2007; Aravena y Luckman, 2009).

Para cada series de tiempo se calculó la media y la tendencia lineal (método de Mann-Kendall) y los puntos de quiebre que indiquen cambios significativos (no estacionales) en su tendencia y media (Simple Linear Regression Breakpoints). Finalmente, la correlación y el desfase de la serie de tiempo de la variable de mayor relevancia en la variación de los lagos y las series del AAO y SOI fue analizada. Para ello, dos procedimientos espectrales se aplicaron a las series de datos mensuales: Transformada Continua Wavelet (TCW - método Morlet wavelet) y la Transformada Rápida de Fourier (TRF - método Welch con ventana Hamming)

El análisis TCW permite identificar las periodicidades de mayor relevancia dentro del espectro de una serie de tiempo y cuando se manifiestan con mayor o menor energía dentro del período de estudio (Torrence y Compo, 1998; Grinsted et al., 2004). El análisis cruzado de la TCW de dos variables permite obtener la transformada cruzada wavelet (TXW), que sirve para hallar regiones del espectro donde dos series de tiempo se correlacionan presentando señales de frecuencia de alta energía. Los cálculos de TCW y TXW se realizaron con Wavelet Toolbox en MATLAB 9.0.

El análisis de los espectros cruzados de la TRF posibilitó calcular la periodicidad así como la coherencia y el desfase entre las series de tiempo. El desfase entre las series de tiempo se analizó para aquellos períodos en que la coherencia cuadrada entre las variables fue superior a 0,75. Para incrementar el nivel de confianza de este análisis, el mismo se desarrolló con series mensuales de 1987-2014 (336 meses). Todos los análisis de TRF se realizaron en el software Statistica 7. En la TRF la periodicidad no contiene ninguna dependencia temporal, por este motivo se complementa dicho análisis con la TCW. La combinación de estos dos métodos espectrales (TRF y TCW) ha demostrado ofrecer importante ventajas en el estudio de variables hidrológicas (Pasquini y Depetris, 2007; Bohn et al., 2016).

Para el cálculo de los puntos de quiebre de las series de tiempo así como los análisis espectrales (TCW y TRF), se utilizaron las series mensuales desestacionalizadas. Para ello a los valores medios mensuales se les substrajo la media histórica mensual de cada mes.

RESULTADOS

Evolución interanual de las áreas de los lagos MU y CH

El área de los lagos MU y CH presentó variaciones interanuales importantes durante 1998-2015, las cuales fueron más evidentes en el CH, dado su carácter somero. El valor medio del área del CH, durante el período de estudio, fue 534 km², con una desviación standard de 207 km². Su mínima extensión la alcanzó en el 2001 y fue 105 km², su máxima extensión la alcanzó en el año 2007 y fue 797 km² (Tabla 4.2 y 4.3; Fig. 4.2A). El valor medio del área del MU fue 437 km², con una desviación standard de 10 km². Su mínima extensión la alcanzó en el año 2000 y fue 407 km², su máxima extensión la alcanzó en el año 2003 y fue de 554 km² (Tabla 4.2 y 4.3; Fig. 4.2B).

Tabla 4.2. Estadísticos descriptivos básicos de las variables climáticas, hidrológicas y limnimétricas utilizadas (1998-2015).

	Promedio	Desvío Estándar	Min	Max
Área CH (km ²)	534	207	105	797
Área MU (km ²)	437	10	417	454
Precipitación (mm/año)	160	57	71	315
Evaporación (mm/año)	1756	155	1527	2087
Caudal BP (m ³ /s)	22	14	1	46
Caudal LM (m ³ /s)	51	16	28	79
Profundidad MU (m)	1,6	0,4	0,8	2,2

Tres períodos distintos en el comportamiento del área del lago CH pueden distinguirse. El primero de decrecimiento (D1) que transcurre entre 1998 y 2001. En 1998 el lago ocupaba una superficie correspondiente al 121 % (651 km²) de su extensión media, y decreció un 101 % hasta ocupar en 2001 un 20 % (105 km²) de su extensión media. Luego, el área del lago creció desde 2001 a 2007 (C1). Durante estos años la superficie del cuerpo de agua aumentó un 129 % hasta alcanzar su máxima extensión la cual representó 149 % (797 km²) de su extensión media. Desde 2007 al 2015 el lago decreció (D2) un 98 % hasta alcanzar el 51 % (338 km²) de su extensión promedio (Tabla 4.3; Fig. 4.2A). En estos tres períodos el área del lago MU presentó la misma tendencia que la del CH (decreció durante 1998-2001, creció durante 2001-2007 y volvió a decrecer durante 2007-2013) (Tabla 4.3; Fig. 4.2A), pero en todo los casos su porcentaje de variación fue menor al 5 %.

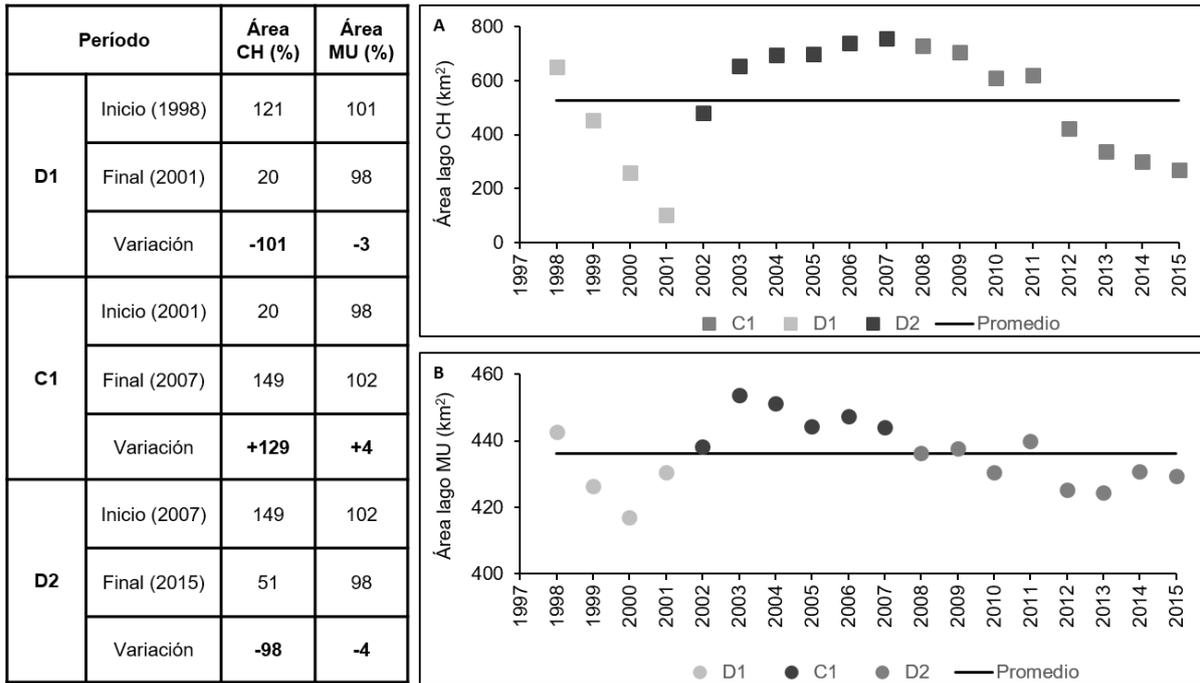


Tabla 4.2. Área (%) de los lagos respecto de su valor medio, y su variación en los períodos de crecimiento (C1) y decrecimiento (D1 y D2). **Figura 4.2. (A)** Evolución anual del área del lago CH en los períodos D1, C1 y D2. **(B)** Evolución anual del área del lago MU en los períodos D1, C1 y D2.

Evolución de la profundidad del lago MU

El lago MU tiene una profundidad media de 20 m y una máxima de 38,5 m. La estación limnimétrica EF registra los cambios en esta variable en los primeros metros del lago. Durante el período de estudio la profundidad fluctuó en tres metros. El análisis de la serie de tiempo mensual de la profundidad del lago MU para el período 1996-2015 presentó una media mensual de 1,53 m y no mostró una tendencia significativa de crecimiento o decrecimiento ($p > 0,06$) (Fig. 4.3). En el análisis estructural de la serie de tiempo se observa que es posible definir dos puntos de quiebre que separan tres intervalos de tiempo con valores medios significativamente diferentes ($p < 0,05$).

El primer intervalo (P1) transcurrió entre enero de 1996 y septiembre de 2000. Durante este período la profundidad presentó mayormente anomalías negativas y su media mensual fue 0,97 m (Fig. 4.3). El segundo intervalo (P2) se produjo entre octubre de 2000 y diciembre de 2006, con un promedio mensual de 2 m y en su mayoría anomalías positivas. (Fig. 4.3). El tercer intervalo (P3) ocurrió entre enero de 2007 y diciembre de 2015. Si bien durante este período se alternaron anomalías positivas y negativas, el valor medio mensual (1,5 m) se situó por debajo del promedio histórico (Fig. 4.3).

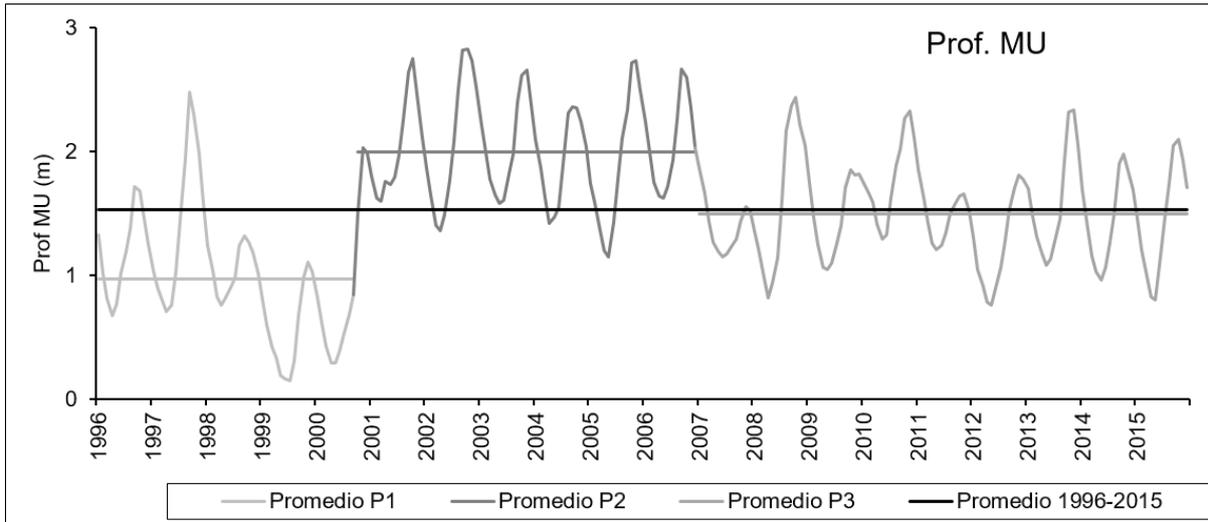


Figura 4.3. Evolución temporal de la variación mensual de la profundidad del lago Musters (período 1996-2015). Durante el período la profundidad fluctuó 3 m. La serie no presenta tendencia significativa de crecimiento o decrecimiento. El análisis estructural de la serie de tiempo permitió definir dos puntos de quiebre que separan tres intervalos de tiempo con medias significativamente diferentes ($p < 0,05$).

El promedio de la profundidad del lago MU en enero fue 1,64 m con una desviación standard de 0,4 m (período 1998-2015). Su valor mínimo lo alcanzó en el año 1999 y fue 0,8 m, su máximo valor lo alcanzó durante el año 2006 y fue 2,2 m (Tabla 4.1; Fig. 4.4).

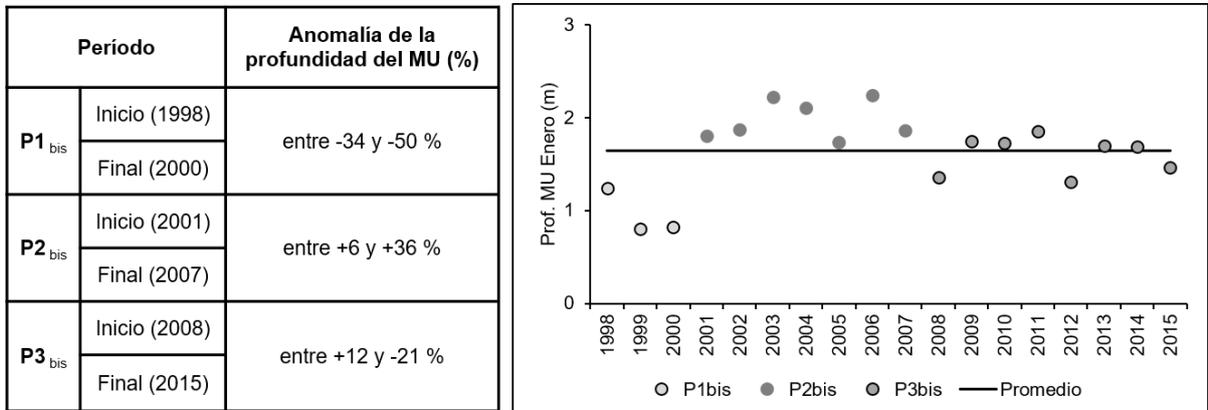


Tabla 4.4. Períodos de anomalías negativas (P1 y P3) y positivas (P2) de la profundidad del lago Musters respecto del promedio histórico de los meses de enero durante 1998-2015. **Figura 4.4.** Evolución temporal de la variación interanual de la profundidad del lago Musters durante los meses de enero (1998-2015).

La evolución interanual de la profundidad durante los eneros permite observar tres períodos diferentes los cuales presentan similitudes (temporales y de comportamiento) con los períodos de crecimiento y decrecimiento del área de los lagos. En el primer intervalo (P1_{bis}; 1998-2000) la profundidad presentó solo anomalías negativas (entre -34 y -50 %) respecto al promedio histórico (Tabla 4.4; Fig. 4.4). Durante el segundo período (P2_{bis}; 2001-2007) todas anomalías de la variable fueron positivas (entre +6 y +36 %) (Tabla 4.4; Fig. 4.4). En el último

período (P3_{bis}; 2008-2015) la profundidad fluctuó alrededor de la media (entre +12 y -21 %) pero las anomalías negativas presentaron valores mayores (Tabla 4.4; Fig. 4.4).

Evolución interanual de variables climáticas e hidrológicas relacionada a los flujos de entrada y salida de agua de los lagos.

La evaporación total anual osciló entre 1527 y 2087 mm. Su promedio fue 1756 mm con una desviación estándar de 155 mm (Tabla 4.1). Los mayores valores se produjeron en el año 1998 y 2009 (2087, 1909 mm, respectivamente), los cuales coinciden con los dos períodos de decrecimiento del área y la profundidad de los lagos. La menor evaporación ocurrió en el año 2003 (1527 mm) que se encuentra dentro del período de crecimiento de la superficie y la profundidad de los lagos.

La precipitación total anual varió entre 71 y 280 mm. Su promedio fue de 160 mm con una desviación estándar de 57 mm (Tabla 4.1). La mayor precipitación se produjo en el año 2005 (280 mm), el cual coincide con el crecimiento de las áreas y la profundidad de los lagos. La menor precipitación ocurrió en el año 2007 y 2012 (71, 10 mm, respectivamente) los cuales se encuentran dentro del período de decrecimiento del área y la profundidad de los lagos.

El promedio histórico del caudal medio anual en la estación hidrológica LM fue 51 m³/s y en la estación BP fue 22 m³/s (Tabla 4.1). La descarga siempre presentó valores menores en BP respecto de LM. Esto se debe a que la mayor parte del agua que es registrada por la estación LM termina fluyendo hacia el lago MU o es tomada por canales de riego para el uso en actividades agropecuarias. El caudal remanente termina fluyendo hacia el Falso Senguer y es finalmente medido por la estación BP. A pesar de las diferencias en el volumen registrado por cada estación, el patrón de fluctuación de la descarga en las dos estaciones es coincidente. Los menores valores (LM: 28 m³/s; BP: 1 m³/s) se produjeron durante períodos de decrecimiento del área y la profundidad de los lagos; y los mayores valores (LM: 79 m³/s; BP: 43 m³/s) durante el período de crecimiento de la superficie y profundidad de los cuerpos de agua.

Proporción de los flujos

El caudal total anual, la precipitación total anual sobre el área del lago y la evaporación total anual desde el lago representan diferentes proporciones del flujo total de agua (caudal+precipitación+evaporación = 100 %) de cada lago. La precipitación total anual sobre el lago (m³) representó la menor proporción dentro del total de los flujos para los dos lagos (< 10 %) (Fig. 4.5A y D). Para el CH, la precipitación representó un mayor porcentaje de sus

flujos totales comparado con el lago MU (7 % y 3 %, respectivamente), los mayores valores ocurrieron durante períodos de crecimiento del área del lago CH (Fig. 4.5A y B).

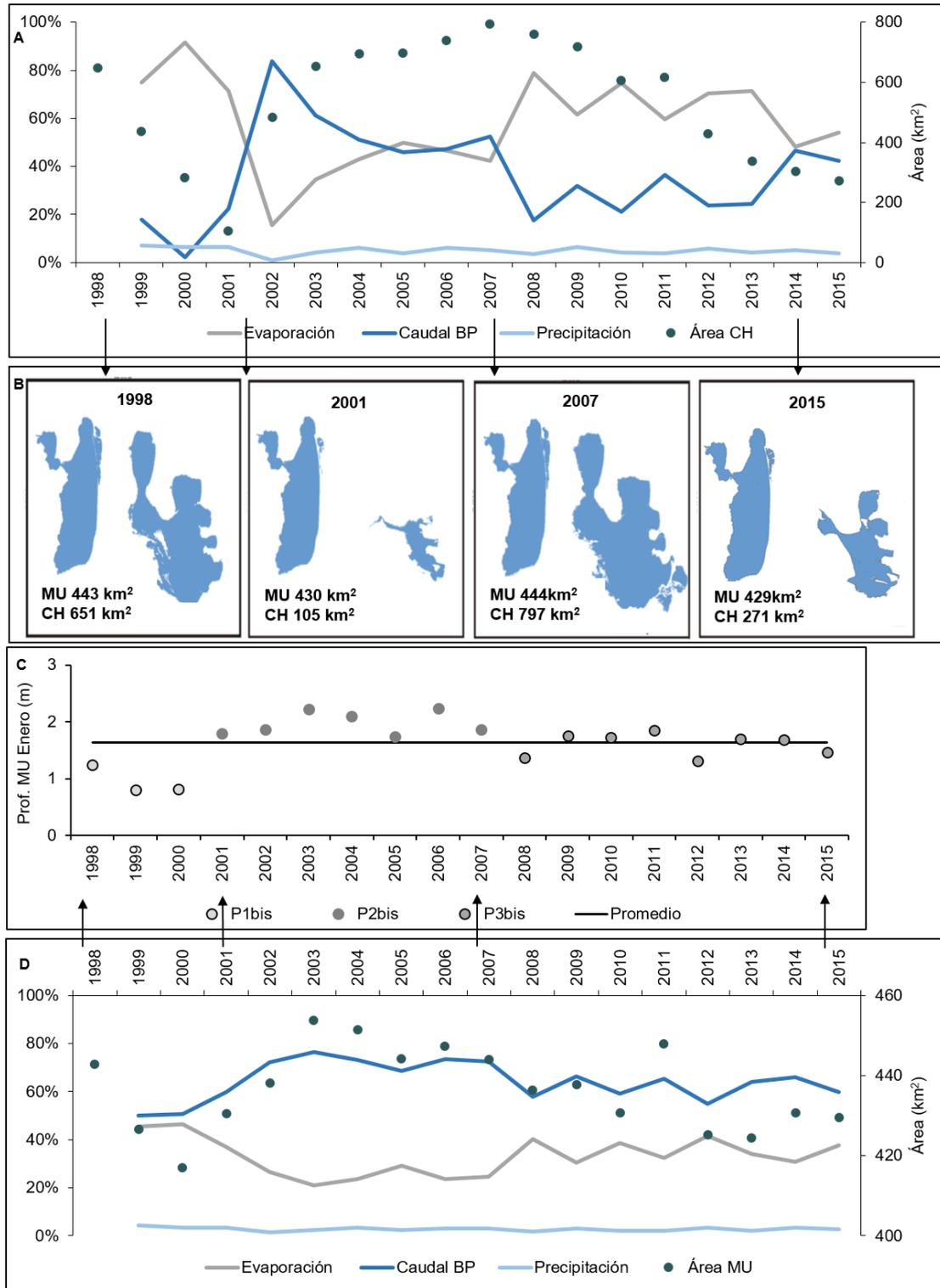


Figura 4.5. Proporciones de los flujos de entrada y salida de agua (caudal total anual + precipitación total anual sobre el área del lago + la evaporación total anual = 100 %) del lago CH (A) y MU (D) en los períodos de crecimiento y decrecimiento de las áreas de los lagos y en los períodos donde la profundidad del lago MU se encuentra por debajo o por encima de su promedio. (B) Años donde comienzan los períodos de crecimiento y decrecimiento del área de los lagos. (C) Evolución temporal de la variación interanual de la profundidad del lago Musters durante los meses de enero.

Sobre el total de flujos la evaporación total anual desde el lago representó entre el 15 y 90 % para el CH (Fig. 4.5A) y entre 40 y 60 % para el MU (Fig. 4.5D). El porcentaje fue más variable para el CH debido a las fluctuaciones en su superficie. La evaporación representa un elevado porcentaje de los flujos totales durante períodos de decrecimiento del área del lago CH (Fig. 4.5A y B) y en períodos de anomalías negativas de la profundidad del lago MU (Fig. 4.5C y D). Esta variable representa una baja proporción de los flujos totales durante períodos de crecimiento del área del lago CH (Fig. 4.5A y B) y en períodos de anomalías positivas de la profundidad del lago MU (Fig. 4.5C y D).

El caudal total anual, presentó un patrón opuesto al de la evaporación en ambos lagos. Sobre el total de flujos la descarga varió entre 18 y 84 % para el CH (Fig. 4.5A) y entre 15 y 45 % para el MU (Fig. 4.5D). Nuevamente, el porcentaje de los flujos representado por el caudal fue más variable para el CH. El caudal representa un mayor porcentaje de los flujos totales durante períodos de crecimiento del área del lago CH (Fig. 4.5A y B) y de anomalías positivas de la profundidad del MU (Fig. 4.5C y D). Por otro lado, esta variable representa una menor proporción de los flujos totales durante períodos de decrecimiento del área del lago CH (Fig. 4.5A y B) y de anomalías negativas de la profundidad del lago MU (Fig. 4.5C y D).

Estos resultados representan lógicamente las fluctuaciones en el área de los lagos y en la profundidad del lago MU. Los porcentajes mayores de los flujos de entrada de agua se produjeron durante períodos de crecimiento de las áreas y anomalías positivas de la profundidad. En cambio, los porcentajes mayores del flujo de salida de agua ocurrieron durante períodos de decrecimiento del área de los lagos y de anomalías negativas de la profundidad del lago (Fig. 4.5).

Modelos de regresión lineal múltiple del área de los lagos MU y CH y la profundidad del lago MU.

Modelo de regresión lineal múltiple de las áreas de los lagos MU y CH

Para las áreas de los dos lagos el modelo calculado presentó una correlación significativa alta. La regresión para el MU presentó un R^2 ajustado = 0,81 ($p < 0,01$) y para el CH un R^2 ajustado = 0,86 ($p < 0,01$). El modelo calcula el área de los lagos de manera correcta, ya que el coeficiente de eficiencia de modelos presentó valores elevados para ambos cuerpos de agua (NSE 0,92 para el CH y 0,99 para el MU) al comparar la superficie modelada con los valores obtenidos con imágenes satelitales. Por otro lado, el valor p de la prueba t para los dos cuerpos de agua mostró valores mayores a 0,1, lo cual indica que la superficie modelada no presentan diferencias significativas con los valores calculados con las imágenes (Fig. 4.6).

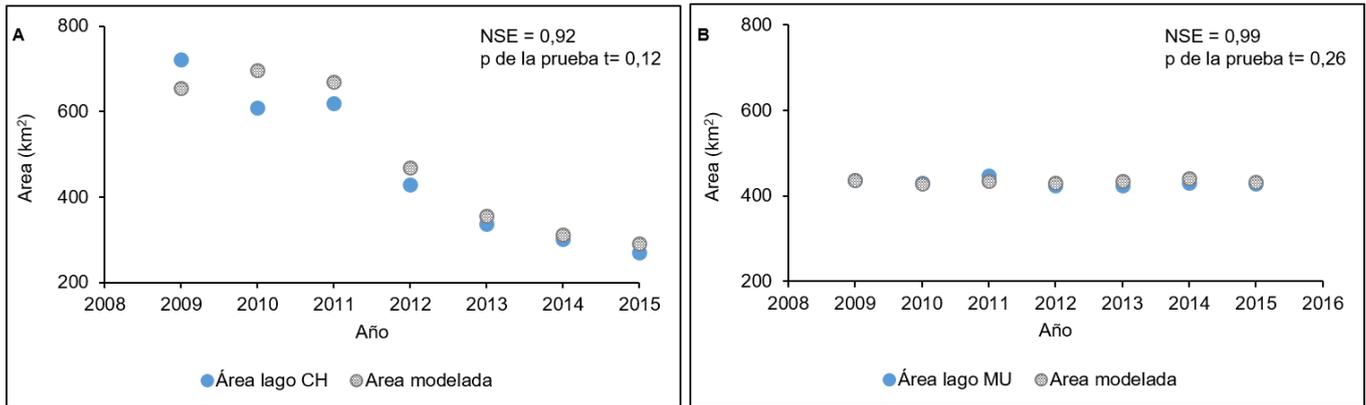


Figura 4.6. Comparación entre las áreas de los lagos calculadas con imágenes satelitales y modelada con los coeficientes de la regresión lineal múltiple para el período de validación (2009-2015). **(A)** Lago CH **(B)** Lago MU obtenidos con imágenes satelitales y con el modelo de regresión lineal múltiple para el período de validación.

La variable que mejor explica los cambios en las áreas de ambos lagos es el caudal anual total ($\beta=1,1$ $p < 0,01$ para el CH; $\beta=0,80$ $p < 0,01$ para el MU). La evaporación total anual desde el lago y la precipitación total anual sobre el lago también tienen una alta significancia en la regresión del CH ($\beta = 0,97$ y $p < 0,01$; $\beta = 0,58$ y $p < 0,05$), sin embargo no son significativas para el MU ($p > 0,1$; $p > 0,5$).

Si bien el modelo predice el área de ambos cuerpos de agua de manera correcta, la correlación es más alta para el CH que para el MU. La variación en la superficie de los lagos que no es explicada por el modelo puede deberse a los efectos de algunas variables que no fue posible incluir por falta de datos, como los aportes de agua subterránea o la escorrentía superficial de cauces intermitentes alrededor de los lagos. A su vez, hay un error asociado a la definición espacial del pixel de la imagen Landsat (30 x 30m). Este último factor pudo haber tenido un mayor efecto en el caso del lago MU debido a su particular geomorfología que deriva en una menor fluctuación del área la cual es más difícil de captar con dicha resolución espacial. Por otro lado, el efecto del agua extraída desde el lago MU por el acueducto no se incorporó al modelo ya que se asumió constante y por tanto no aportaba datos extra sobre la variación del área del lago. Sin embargo es probable que dicho flujo no sea constante a lo largo del año y podría haber aportado más detalle al modelo de regresión.

Modelo de regresión lineal múltiple de la profundidad del lago MU

Para la profundidad del lago MU el modelo de regresión presentó un R^2 ajustado = 0,81 ($p < 0,01$). El NSE fue de 0,84 por lo tanto la profundidad modelada fue similar a la medida en la estación EF. A su vez, el valor p de la prueba t fue $> 0,01$, lo cual indica que los valores modelados no presentan diferencias significativas con los valores observados (Fig. 4.7).

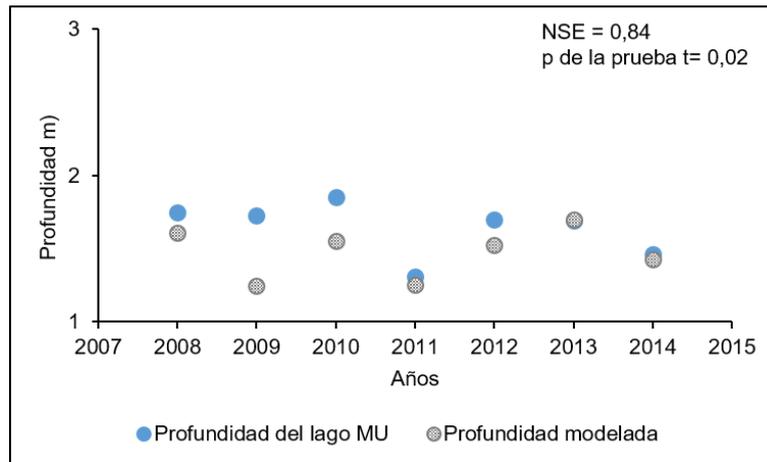


Figura 4.7. Comparación entre la profundidad medida en la estación EF y modelada con los coeficientes de la regresión lineal múltiple para el período de validación (2009-2015).

La variable que mejor explica los cambios en la profundidad del lago MU es el caudal anual total ($\beta = 0,64$ $p < 0,01$). Como en el modelo de regresión lineal múltiple del área del lago MU, la evaporación total anual y la precipitación total anual no tienen una alta significancia en la regresión de la profundidad ($p > 0,09$; $p > 0,9$).

Si bien el modelo predice la profundidad del lago de manera correcta una proporción de la misma no es explicada por la regresión. Lo cual puede deberse a la falta de algunas variables que no se incluyeron por falta de datos como los aportes del agua subterránea, la escorrentía de cauces intermitentes y la extracción de agua del acueducto.

Relación entre las variaciones en las variables limnimétricas, el caudal y los fenómenos climáticos regionales.

Análisis estructural del caudal mensual en las estaciones BP y LM

Las fluctuaciones en las áreas de los lagos y la profundidad del lago MU, son explicadas principalmente por los cambios en el caudal. Los eventos climáticos regionales controlan la magnitud de las descargas que se generan en la cuenca y por lo tanto en las áreas y la profundidad de los lagos. Las series de tiempo de caudal en las estaciones BP y LM muestran marcadas coincidencia en los puntos de quiebres así como en los períodos donde el promedio mensual presenta anomalías positivas y negativas (Fig. 4.8 y Fig. 4.9).

El caudal medio mensual en la estación BP para el período de estudio 1996-2015, fue $21,3 \text{ m}^3/\text{s}$ y no mostró una tendencia significativa de aumento o disminución ($p > 0,1$) (Fig. 4.8). Sin embargo, la serie de tiempo muestra dos puntos de quiebre que separan tres intervalos de tiempo con medias significativamente diferentes ($p < 0,05$). El primer período (P1) transcurrió entre enero 1996 y junio 2001, y la media mensual del caudal ($13,3 \text{ m}^3/\text{s}$) fue

menor al promedio histórico. El segundo intervalo (P2) se produjo entre julio de 2001 y diciembre de 2006, con una media mensual ($40,5 \text{ m}^3/\text{s}$) mayor al promedio histórico. El tercer período (P3) ocurrió entre enero de 2007 y diciembre de 2015, y la media mensual ($14,4 \text{ m}^3/\text{s}$) fue menor al promedio histórico.

Al comparar la evolución del caudal mensual en la estación BP con la evolución interanual del área del lago CH se observa que en los dos períodos P1 y P3 coinciden con períodos de disminución de la superficie del lago CH (Fig. 4.8). Mientras que el período (P2) coincide con el aumento del área del lago CH (Fig. 4.8).

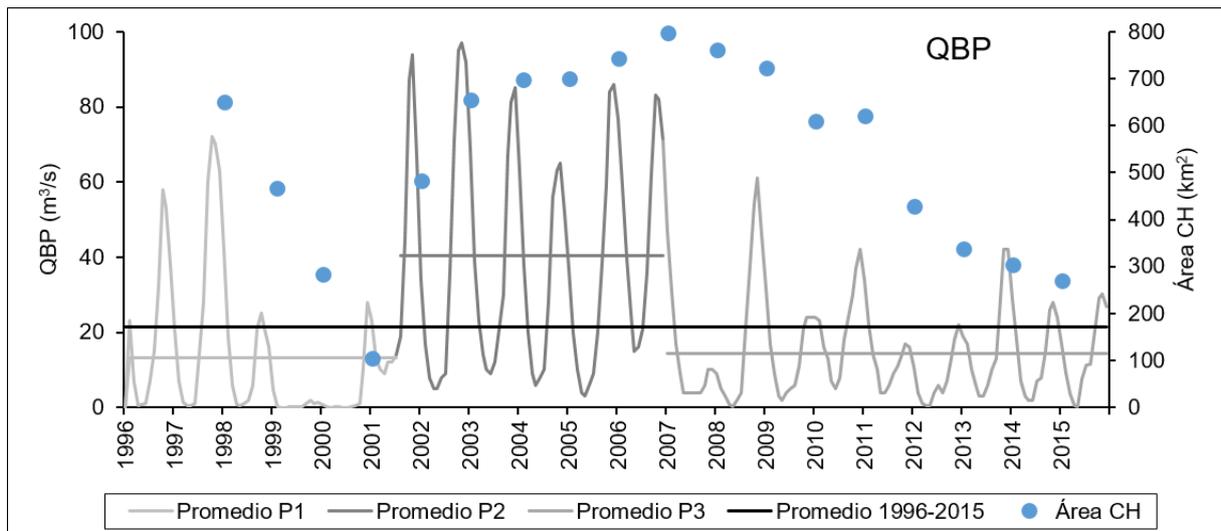


Figura 4.8. Comparación entre la evolución interanual de la superficie del lago CH y el caudal mensual en la estación BP (1996-2015). Promedio P1, P2, P3, y 1996-2015, hace referencia a los valores medios del caudal en cada período.

El caudal medio mensual en la estación LM tuvo un comportamiento similar al de la estación BP. El valor medio mensual fue $50,7 \text{ m}^3/\text{s}$, no mostró una tendencia significativa ($p > 0,8$) y se pudo definir dos puntos de quiebre que separan tres intervalos de tiempo con medias significativamente diferentes ($p < 0,05$) (Fig. 4.9). El primer intervalo (P1) transcurrió entre enero 1996 y agosto de 2001 y la media mensual del caudal ($41,6 \text{ m}^3/\text{s}$) fue menor al promedio histórico. El segundo intervalo (P2) se produjo entre septiembre de 2001 y diciembre de 2006 y la media mensual ($68 \text{ m}^3/\text{s}$) fue mayor al promedio histórico. El tercer intervalo (P3) ocurrió entre enero de 2007 y diciembre de 2015 y la media mensual ($42,7 \text{ m}^3/\text{s}$) fue mayor al promedio de toda la serie de tiempo.

Al comparar la evolución del caudal mensual en la estación LM con la evolución mensual de la profundidad del lago MU se observa que P1 y P3 coinciden con períodos en los que la profundidad del lago MU presentó mayormente anomalías negativas (Fig. 4.9). Por otro lado, P2 se corresponde con el período en el que la profundidad del lago MU presentó mayormente anomalías positivas (Fig. 4.9).

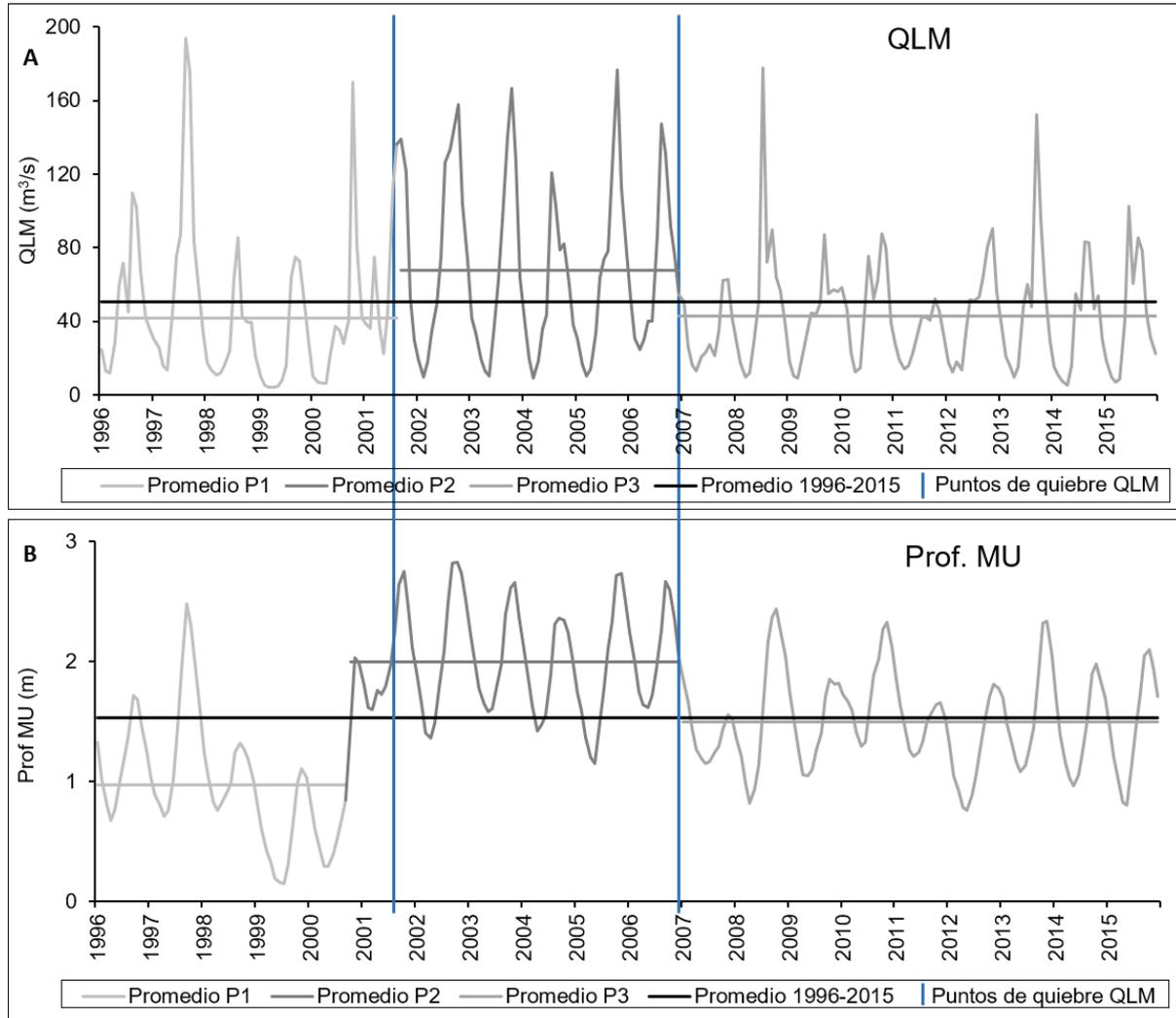


Figura 4.9. Comparación entre la evolución del caudal mensual en la estación LM y la profundidad mensual del lago MU (1996-2015). Promedio P1, P2, P3, y 1996-2015, hace referencia a los valores medios del caudal (A) y de la profundidad (B) en cada período.

Análisis espectrales del caudal mensual

Tanto en la regresión lineal múltiple como en el análisis estructural de la serie de tiempo confirman que hay una estrecha relación entre el caudal del río en la estación LM y la altura del lago MU y la descarga en la estación BP y el área del lago CH. En el siguiente apartado se realizan dos análisis espectrales (Transformada Wavelet y Transformada Fourier) a las series de tiempo de caudal y de dos índices climáticos regionales (AAO y SOI), para comprobar si existe una relación entre la descarga del río Senguer y estos índices. Los análisis espectrales solo se aplican a los datos de caudal de la estación BP dado que la descarga mensual en las estaciones LM y BP (más allá de sus diferencias en volumen) presentó el mismo comportamiento en cuanto a su tendencia, puntos de quiebre y anomalías positivas y negativas dentro de la serie de tiempo.

Transformada Continua Wavelet (TCW): el análisis de la TCW de la serie de tiempo mensual de la descarga en la estación BP muestra un máximo de energía en la periodicidad anual. Sin embargo, este máximo de intensidad no cubre todo el intervalo de tiempo del estudio. Entre 1998-2000 y 2010-2013, la señal anual se debilita hasta perderse. Los dos períodos (1998-2000 y 2010-2013) preceden a los años 2001 y 2015, respectivamente, cuando el área del lago CH fue mínima. (Fig. 4.10A).

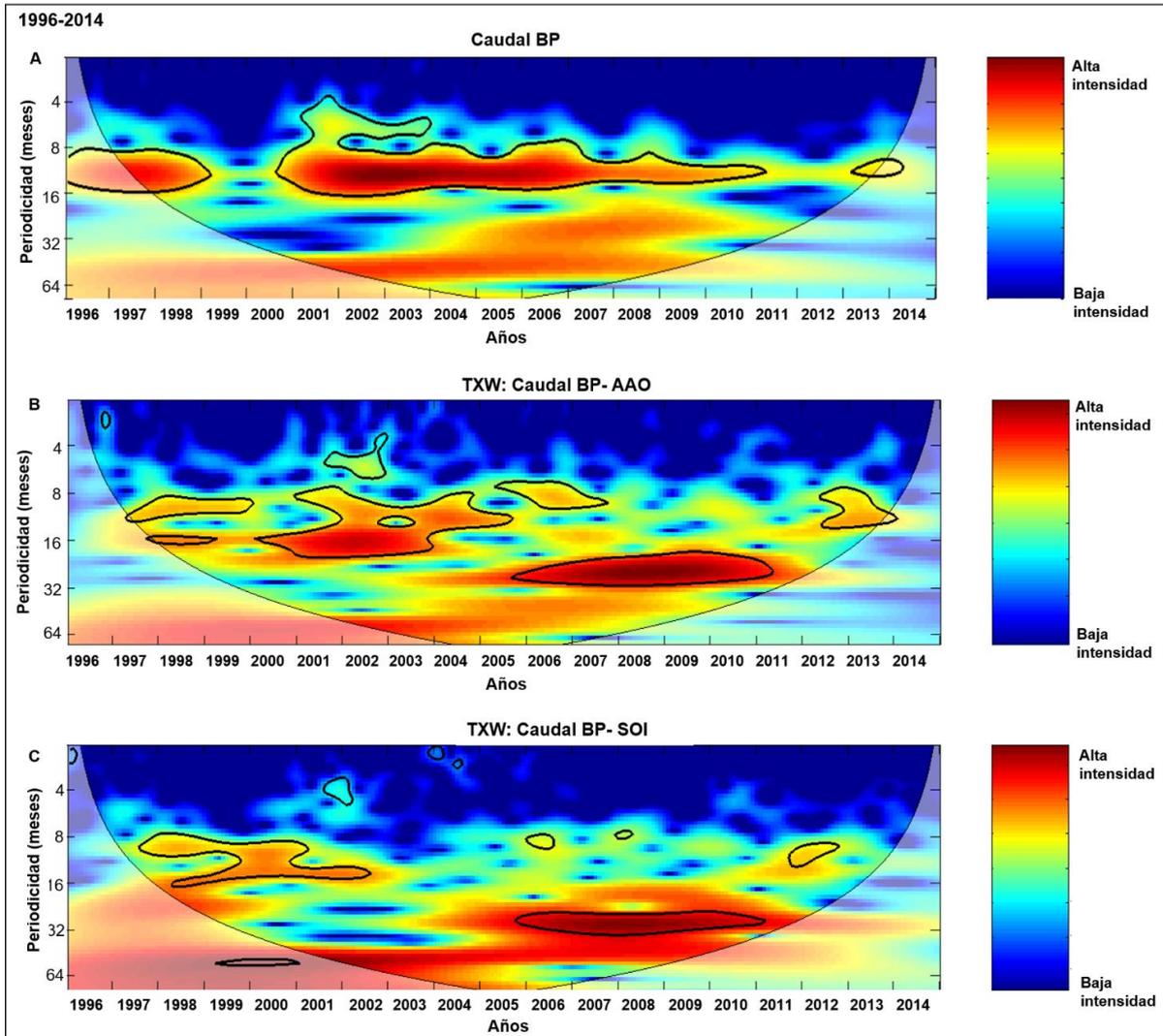


Figura 4.10. Análisis wavelet entre 1996-2014 de las series de tiempo mensuales de caudal en la estación BP y el AAO y el SOI. La barra de colores muestra la intensidad (cuanto más rojo más significativa e intensa) de la periodicidad tanto en la Transformada Continua Wavelet (TCW) como en la Transformada Cruzada Wavelet (TXW) **(A)** Análisis de la TCW del caudal en la estación BP **(B)** TXW entre caudal y el AAO. **(C)** TXW entre caudal y el SOI.

Transformada Cruzada Wavelet (TXW): el análisis de la TXW entre las serie de tiempo mensuales del caudal BP y el AAO muestra máximos significativos de correlación en la periodicidad anual. Si bien la señal anual es fuerte durante la mayor parte de 1996-2014, durante 1999-2000 y 2006-2012 desaparece y en su lugar aparecen máximos de energía en la periodicidad interanual (2-3 años) (Fig. 4.10B).

El análisis TXW entre las serie de tiempo mensuales de la descarga BP y el SOI muestra un comportamiento distinto a la TXW entre el caudal BP y el AAO. Si bien en la periodicidad anual aparece una correlación significativa, esa señal desaparece a partir del año 2001 y vuelve a surgir entre 2010-2012 (Fig. 4.10C). Ambos momentos coinciden con la pérdida de energía en la señal anual del caudal BP. La descarga en la estación BP y el SOI no muestran una correlación significativa entre 2002-2005, pero entre el 2006-2010 las variables muestran una correlación significativa en la periodicidad interanual (2-3 años) (Fig. 4.10C).

Espectros cruzados de la Transformada Rápida de Fourier (TRF): la relación entre el caudal en la estación BP y los índices climáticos SOI y AAO también se observa al realizar el análisis de los espectros cruzados de la TRF de la descarga con cada uno de los índices. Los espectros cruzados registran valores significativos de coherencia cuadrada ($> 0,75$) en diferentes rangos de periodicidad. El caudal y el AAO muestran valores significativos de coherencia cuadrada en las periodicidades intraanuales (4 a 7 meses), quasi-anales (13 meses) y bianuales (Fig. 4.11A). Mientras que la descarga del río y el SOI muestran valores significativos de coherencia cuadrada en las periodicidades intraanuales (4 a 6 meses) y quasi-anales (14 meses) (Fig. 4.11B).

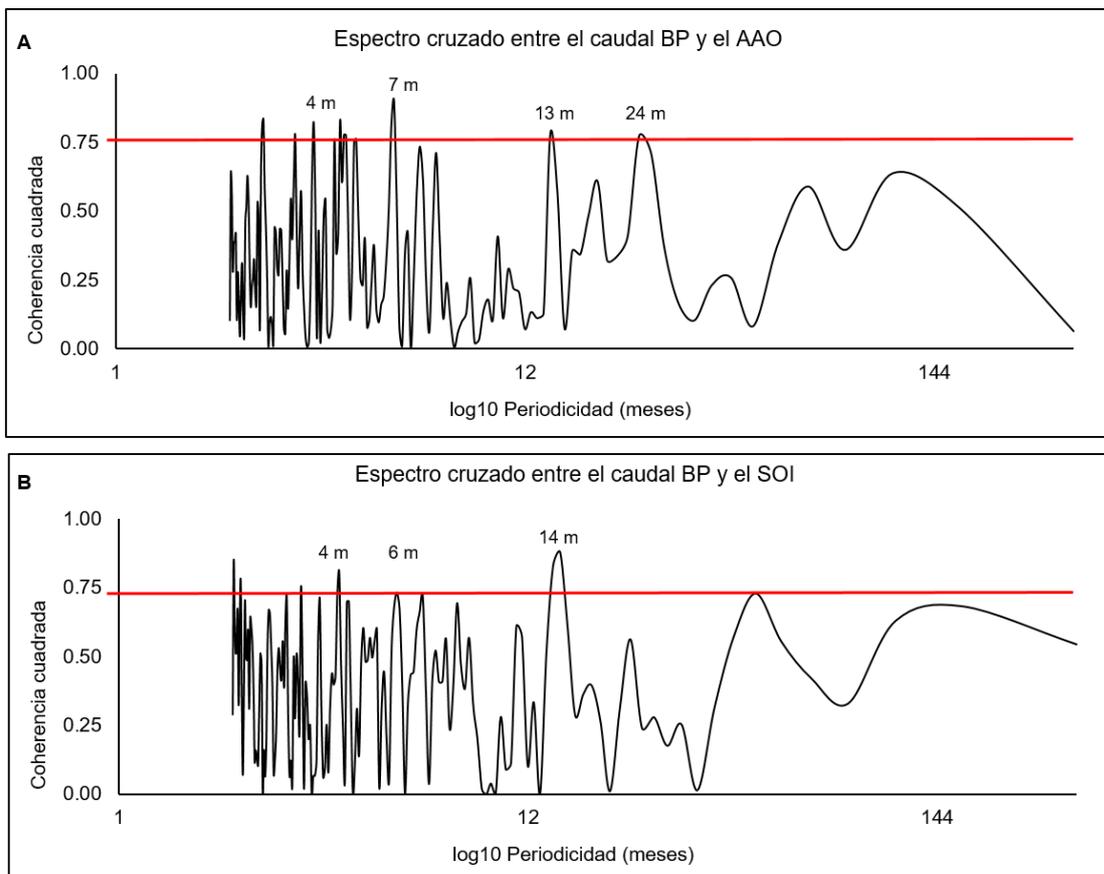


Figura 4.11. Coherencia cuadrada ($>0,75$) de los espectros cruzados de la TRF del caudal en la estación BP con el AAO (A) y el SOI (B) entre 1987-2014.

El espectro cruzado de las TRF permitió también calcular el desfase entre las series de tiempo de caudal y los dos índices climáticos. En la periodicidad intraanual, la descarga está desfasada un mes más tarde que el AAO y menor a un mes del SOI. Algunos estudios han demostrado que al S de los 40° S, el AAO está estrechamente relacionado con las precipitación en los Andes, mientras que el SOI con las lluvias en la región extra-andina (Aravena y Luckman, 2009). La precipitación en la cordillera de los Andes tarda al menos un mes en verse reflejada en la descarga del río en la cuenca baja, mientras que el efecto de la lluvia en el sector extra-andino tardaría menos de un mes en reflejarse en el caudal. En cuanto a la periodicidad quasi-anual, la descarga se encuentra desfasada entre 6-5 meses más tarde que los índices AAO y SOI. Ese desfase es coherente con el régimen hidrológico de la cuenca, donde la nieve precipitada en los Andes durante el invierno se derrite recién entre 4 y 6 meses más tarde durante la primavera y el verano. Por otro lado, en la periodicidad bianual el caudal se encuentra desfasado 6 meses respecto del AAO. El tiempo de retraso en ésta periodicidad en particular podría estar asociado al derretimiento de nieve que al acumularse en cantidad tarda más de un año en derretirse, o con el tiempo de residencia del agua en el lago Fontana.

Los fenómenos representados por los índices AAO y SOI parecieran estar interactuando y afectando la descarga del río Senguer. La variabilidad interanual del caudal podría ser explicada por la señal anual y bianual del AAO. Sin embargo, una disminución en la energía de la señal anual del caudal se observó durante periodos específicos (1998-2000 y 2010-2014) los cuales coincidieron con periodos de fuerte correlación entre la descarga del río y el SOI. Esos intervalos corresponden con los periodos P1 y P3 del caudal del río en las estaciones BP y LM, en los cuales el promedio mensual presentó anomalías negativas. La disminución en la descarga terminó derivando en una reducción de la superficie de los lagos y una menor profundidad del lago MU dentro de esos periodos (Fig. 4.8 y Fig. 4.9).

Relación entre las fluctuaciones del área del lago CH/profundidad del lago MU, el caudal y los fenómenos climáticos regionales.

El caudal del río Senguer aumenta (disminuye) cuando es precedido por anomalías negativas (positivas) del AAO y el SOI. Lo mismo se observa tanto en las áreas de los lagos MU y CH, como con la profundidad del lago MU (Fig. 4.12). Periodos de crecimientos en el área de los lagos así como de anomalías positivas de la profundidad del lago MU (2001-2007) fueron precedidos por anomalías negativas del AAO y SOI. Mientras que periodos de decrecimiento del área de los lagos así como anomalías negativas de la profundidad del lago MU (1998-2001 y 2007-2014) fueron precedidas por anomalías positivas del AAO y SOI (Fig. 4.12).

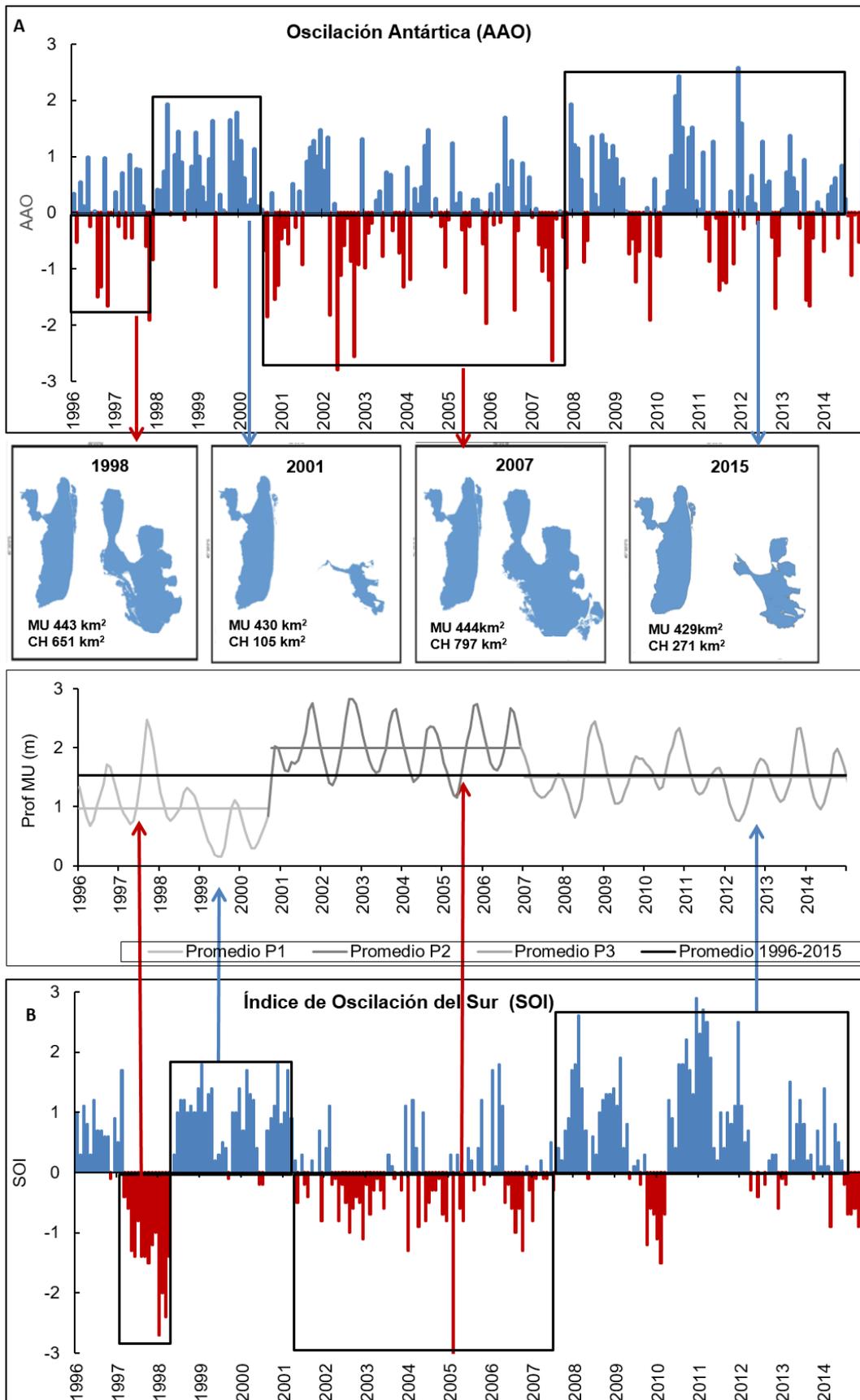


Figura 4.12. (A). Relación entre el AAO y las áreas de los lagos y la profundidad del MU. **(B).** Relación entre el SOI y las áreas de los lagos y la profundidad del MU.

Tres años (1998-2000) de anomalías positivas del AAO y el SOI ocurren previo al año 2001, en el que el área del lago CH alcanzó su mínima extensión, además en ese período el promedio de la profundidad del lago MU fue 0,56 m menor con respecto de su promedio entre 1996-2015 (Fig. 4.12). En 1998-2000 la descarga del río se vio afectada presentando entre otros datos, el año con el menor promedio anual de caudal (1999) en ambas estaciones (promedio anual: LM = 28,6 m³/s y BP (1999) = 0,6 m³/s) y un promedio mensual por debajo del de 1996-2015 (Período P1 para las dos estaciones) (Fig. 4.8 y 4.9).

Durante 2001-2006 el promedio de la altura del lago MU aumentó 1,03 m respecto de 1998-2000 y se situó 0,47 m por encima de su promedio histórico (1996-2015). Por otro lado, en el año 2007 el lago CH alcanzó su máxima superficie (797 km²). Durante 2001-2007 predominaron las anomalías negativas tanto del AAO como del SOI (Fig. 4.12). En esos años la descarga del río presentó promedios anuales que se encuentran entre los más altos del período de estudio (promedio anual 2002: LM = 79,6 m³/s y BP = 42,8 m³/s). La media mensual de caudal entre 2001-2006 estuvo por encima del promedio de 1996-2015 (Período P2 para las dos estaciones) (Fig. 4.8 y 4.9).

Finalmente, durante 2007-2015 la superficie del lago CH volvió a decrecer y la profundidad del lago MU bajó 0,5 m respecto del período anterior. Durante 2007-2015 se produjeron mayormente anomalías positivas del AAO y el SOI. En esos años el promedio de la media mensual de caudal estuvo por debajo del promedio de 1996-2015 (Período P3 para las dos estaciones) (Fig. 4.8 y 4.9).

DISCUSIÓN

Durante 1998-2015 el área de los lagos MU y CH varió interanualmente. Las fluctuaciones fueron más evidentes en el CH debido a su geomorfología. El MU es un lago profundo de origen tectónico con pendiente pronunciada. Por este motivo, a pesar de que su volumen varíe, los cambios son difíciles de apreciar en la extensión de su área. Por el contrario, el CH es un cuerpo de agua somero de gran extensión y los cambios en su volumen generan fluctuaciones de gran magnitud en la extensión de su área.

Se observaron tres períodos distintos en la evolución interanual (de verano a verano) de la superficie del lago CH. En el primero (1998-2001) el área del lago disminuyó hasta ocupar el 20 % de su extensión media. En el segundo período (2001-2007) la superficie aumentó hasta alcanzar 149 % de su extensión media. Durante 2007-2015 el área del lago volvió a decrecer hasta alcanzar el 51 % de su extensión promedio. Similar a estos resultados otros autores han detectado variaciones en el área de los lagos MU y CH, cuyos máximos y mínimos coinciden con los hallados en el presente estudio (Coronato, 2003; Tejedo, 2003; Llanos et al., 2016).

El análisis estructural de la serie de tiempo de la profundidad mensual del lago MU, permitió observar también tres períodos que presentan similitudes (temporales y de comportamiento) con los intervalos de aumento y disminución del área de los lagos. Durante el primer período (enero 1996 - septiembre 2000) la media mensual de la profundidad se mantuvo 0,56 m por debajo de su promedio. Durante el segundo intervalo (octubre 2000 - diciembre 2006) la media mensual de la profundidad se mantuvo 0,47 m por encima de su promedio. Durante el último período (enero 2007 – diciembre 2015) la media mensual de la profundidad volvió a situarse por debajo de su promedio.

Ambos lagos se localizan en el nivel de base de la cuenca del río Senguer, la cual es un sistema hidrológico extenso y complejo. Por eso, el balance de flujos de entrada y salida de agua de los lagos depende del caudal que llega desde la cuenca alta, pero también de factores locales como la evaporación desde el lago y la precipitación sobre el lago. Las variaciones interanuales en la superficie de los lagos CH y MU, así como de la profundidad del lago MU, fue explicada por el efecto conjunto del caudal total anual, la precipitación total anual sobre el lago y la evaporación total anual desde el lago, del año anterior a la situación del área/profundidad del lago en el tiempo 0 (t_0) (R^2 ajustado áreas: CH = 86 % y MU = 81 %; R^2 ajustado profundidad MU = 81 %).

El porcentaje de la variación de la superficie y la profundidad que no ha sido explicada por los modelos podría deberse al efecto de algunas variables que no se incluyeron por falta de datos. Por ejemplo, los aportes del agua subterránea y la escorrentía de cauces intermitentes alrededor de los lagos. El agua extraída desde el lago MU por el acueducto también pudo influir en este sentido, sin embargo, no se pudo incorporar al modelo y se asumió constante. En el caso de las áreas de los lagos hay un error asociado a la definición espacial del pixel de la imagen Landsat (30 x 30 m). Este último factor pudo haber tenido un mayor efecto en el caso del lago MU debido a que por su geomorfología su superficie cambió menos, lo cual es más difícil de captar con dicha resolución espacial.

El ajuste de las regresiones múltiples del área y la profundidad del lago MU fue menor que la de la regresión múltiple de la superficie del CH. Esto podría deberse a una serie de impactos antrópicos que ocurren antes de que el caudal medido en la estación hidrológica LM llegue al lago MU. Previo a la desembocadura en el MU, parte de la descarga del río es derivada a canales de riego para su uso en actividades agrícolas (Tejedo, 2003). Aproximadamente 11 m³/s de agua se destina a este tipo de actividades durante la temporada de riego julio-diciembre (dato obtenido de autoridades del Instituto Provincial del Agua de Chubut por medio de entrevistas). Actualmente, no se cuenta con datos oficiales de cuánta agua es extraída cada mes o año, ni de cuánta agua permanece en el campo y cuánta vuelve al río por los canales de retorno. Por estos motivos, el caudal del río que entra al lago MU podría no ser exactamente el mismo que se mide en la estación LM. Por otro lado, la estación

hidrológica BP se encuentra localizada cerca del lago CH donde la extracción de agua es de menor magnitud.

Algunos estudios concluyeron que las variaciones en la profundidad de los lagos patagónicos depende de factores hidroclimáticos locales (Pasquini et al., 2008). Sin embargo, en este trabajo, se observa que la variable que explica significativamente la mayor parte de la fluctuación de las áreas y la profundidad de los lagos en este sector de la Patagonia extra-andina Argentina es el caudal, el cual no es un factor local. Las variaciones en la descarga en el río Senguer se deben mayormente a las precipitaciones nivo-pluviales que se producen en la cordillera de los Andes y pluviales de la región extra-andina (Bruniard, 1992). Si bien los volúmenes de caudal del río Senguer medido en las estaciones BP y LM difieren (siempre menor en BP), las series de tiempo en ambas estaciones muestran marcada coincidencias en los puntos de quiebres así como en los períodos donde la media mensual de la descarga se encuentra por encima y por debajo de su promedio.

En la bibliografía se encuentran resultados contradictorios acerca de cuál de los principales fenómenos climáticos regionales (AAO o ENOS) tiene mayor influencia sobre las precipitaciones (y por ende en el caudal de los ríos) que se producen en la cordillera de los Andes entre los 45 - 50° S. Estudios previos concluyeron que las variaciones en el caudal del río Senguer están asociadas a las fluctuaciones del fenómeno El Niño - Oscilación del Sur (Compagnucci y Araneo, 2007). Por el contrario, Lara et al. (2014), identificaron que la Oscilación Antártica (AAO) es el factor climático que más afecta a la descarga del río Baker (46 - 48° S) con una menor influencia del ENOS.

En este trabajo se encontró que, entre 1996-2015, tanto las variaciones del AAO y como del SOI se relacionan con los caudales de los ríos Senguer y Falso Senguer, los cuales terminan afectando las áreas de los lagos CH y MU y la profundidad del MU. En los períodos de crecimiento de la superficie de los lagos y en los que el valor medio de la profundidad del MU fue mayor a su promedio histórico, el valor medio del caudal fue mayor a su promedio histórico. El aumento en el valor medio de la descarga se asocia a anomalías mayormente negativas del AAO y del SOI. Así mismo, en los períodos de decrecimiento del área de los lagos y en los que el valor medio de la profundidad del MU fue menor a su promedio histórico, el valor medio del caudal fue menor a su promedio histórico. La disminución en el valor medio del caudal se relaciona con anomalías mayormente positivas del AAO y del SOI.

Durante el período de estudio, el análisis de la TCW del caudal mostró un máximo de energía en la periodicidad anual que solo se interrumpió entre 1998-2000 y 2010-2013. El caudal del río y los índices SOI y AAO presentan una correlación significativa principalmente en la periodicidad anual. Entre el caudal y el AAO esa correlación no se observa entre 1999-2000 y 2006-2012 y en su lugar aparece un correlación significativa en la periodicidad interanual (2-3 años). La correlación entre caudal y el SOI no es tan consistente a lo largo del

período de estudio, como lo es la de la descarga del río con el AAO. La correlación entre el caudal y el SOI es significativa en la periodicidad anual entre 1999-2000 y 2010-2012. Esos dos períodos coinciden con años en los que se produjeron mayormente anomalías positiva del SOI (eventos La Niña) y con la pérdida de la señal en la periodicidad anual del caudal. De esta manera, la variabilidad interanual del caudal del río Senguer pareciera estar fuertemente asociada con la señal anual y bianual del AAO. Sin embargo, ante una sucesión de anomalías positivas del SOI, la señal anual del caudal se ve afectada y por ende disminuye el área de los lagos y la profundidad del MU.

La relación entre el caudal del río y los dos índices climáticos también se sustenta al realizar el análisis de los espectros cruzados de la TRF del caudal con cada uno de ellos. Se obtuvieron valores significativos de coherencia cuadrada en las periodicidades intraanuales (4-6 meses), quasi-anales y bianuales, y el desfase entre el caudal y ambos índices climáticos es coherente con el régimen hidrológico de la cuenca.

Los resultados presentados en este capítulo coinciden con los de otros estudios que han observado que al S de los 40° S el AAO se correlaciona significativamente con las precipitaciones nivo-pluviales de los Andes, mientras que el SOI con las precipitaciones en la región extra-andina en un ciclo oscilatorio de entre 3-7 años (Aceituno, 1988; Compagnucci y Araneo, 2007; Aravena y Luckman, 2009). En una cuenca de gran extensión y complejidad como la del río Senguer, el efecto de los fenómenos climáticos que describen ambos índices puede observarse en los cambios del caudal del principal río de la cuenca. Los resultados aquí presentados, son los primeros en analizar simultáneamente la relación que existe entre ambos fenómenos climáticos regionales con el caudal de un río y el área y profundidad de dos lagos al E de los Andes entre los 40° - 45° S.

La evaporación desde el CH y la precipitación sobre el mismo explican una parte de la variación de su área. Sin embargo, estas variables no resultaron significativas en el análisis de los cambios en el área y la profundidad del lago MU. La diferencia entre las variables que explican significativamente las fluctuaciones de los lagos puede asociarse a las características físicas de cada uno de los cuerpos de agua, las cuales, como ya se mencionó, difieren en profundidad, superficies y características geomorfológicas. Por ejemplo, la evaporación depende del viento y el lago CH prácticamente no presenta barreras alrededor de su costa que atenúen los vientos de mayor intensidad proveniente desde el O. Por el contrario la costa O y NO del lago MU está rodeada de elevaciones que alcanzan alturas de 900 m s.n.m. Entonces, la evaporación en el CH sería mayor a la del MU. Finalmente, a pesar que la precipitación sobre los lagos en términos de proporción de flujos es muy poca (1-7 %) comparado con el caudal (30-84 %), es significativa en la variación del área del CH. El CH al ser un lago somero presenta un volumen de agua reducido, 20 % del volumen del

lago MU (Quirós et al., 1983; Secretaría de Energía, 2003), y por lo tanto todos los flujos de entrada y salida cobran importancia.

Por último, en el año 2001 la superficie del CH alcanzó su menor extensión registrada a la actualidad (105 km²). Algunos estudios proyectaron que el efecto conjunto del déficit hidrológico de la zona y el impacto antrópico llevaría a la desaparición del lago (Tejedo, 2003; Coronato, 2003). A su vez, a mediados del año 2000 la profundidad del lago MU se encontraba 1 m por debajo de su promedio. La situación cobró especial importancia a nivel regional, si se toma en cuenta un escenario global donde se ha visto que las condiciones climáticas y las actividades antrópicas no planificadas han afectado la localización y persistencia de los cuerpos de agua, produciendo en algunos casos la desaparición de los mismos (Pekel et al., 2016). En ese sentido se destaca a modo de ejemplo el caso emblemático del mar Aral (Boroffka et al., 2006; Gaybullaev et al., 2012). Así mismo, en otras regiones del mundo, como el plateau Tibetano (Qinghua., 2008; Yan y Zheng, 2015) y en la Península de Tuktoyaktuk en el Ártico canadiense (Plug et al., 2008) la variabilidad climática ha producido cambios significativos en la cobertura de cuerpos de agua. Finalmente, el CH no desapareció y en el año 2007 ocupaba 797 km² y la profundidad del lago MU se encontraba 1 m por encima de su promedio. Si bien los resultados de este capítulo muestran que las variaciones en las superficies de los lagos y la profundidad del MU es explicada en un 81-86 % por variables naturales (en especial el caudal), sin ninguna duda la componente antrópica afecta las variaciones de estos dos cuerpos de agua.

CONCLUSIÓN

En el presente capítulo se estudiaron las fluctuaciones anuales en las áreas de los lagos MU y CH, y la profundidad del lago MU desde 1998 a 2015. Para ello se calculó y validó modelos estadísticos usando el caudal del río Senguer (y Falso Senguer), la precipitación sobre los lagos y la evaporación desde los lagos como variables independientes. Los modelos permitieron analizar estadísticamente cuál de las variables explicaban significativamente los cambios en la superficie y la profundidad de los cuerpos de agua. Como resultado, se observó que el caudal del río controla la mayor parte de la variación de estas características en los lagos CH y MU. La descarga se genera principalmente en el lago Fontana localizado en la cordillera de los Andes. Las precipitaciones pluviales y nivales en esta región son determinante para la presencia de los cuerpos de agua en el sector extra-andino.

A su vez, las fluctuaciones mensuales del nivel del lago MU se compararon con los cambios en el caudal del río Senguer entre 1996-2015 y. En los dos períodos en los que el valor medio mensual del caudal fue menor a su promedio histórico, el valor medio mensual de la profundidad del MU fue menor a su promedio histórico. Por lo tanto, ambos cuerpos de

agua responden similarmente a los mismos procesos, lo cual es esperable considerando su cercanía y fuente de agua.

Debido a la relevancia del caudal en las variaciones de las áreas de ambos lagos y la profundidad del MU, los fenómenos climáticos regionales que controlan el caudal de los ríos en esta zona afectan de manera directa la morfología de los cuerpos de agua. Los análisis de espectros cruzados de las Transformadas Wavelet y Fourier (TXW y TRF) entre el caudal y los índices climáticos AAO y SOI, revelaron que en esta región de la Patagonia el caudal se correlaciona con el AAO en la periodicidad intraanual, anual y bianual y con el SOI a escala intraanual y anual. El AAO controla mayormente la señal anual de la descarga de los ríos. Sin embargo, ante la sucesión de eventos continuos de anomalías positivas del SOI (eventos La Niña), como los ocurridos entre 1998-2000 y 2010-2012, el caudal disminuye y por ende decrece el área de los lagos y la profundidad del lago MU.

Los resultados presentados en este capítulo son los primeros en proveer información sobre cómo se vincula la descarga de los ríos, el área y la profundidad de los lagos, al E de los Andes entre los 40 - 45° S, con los fenómenos climáticos regionales representados por los índices SOI y AAO. Esta información permite comprender como la variabilidad climática impacta sobre los recursos hídricos de la Patagonia extra-andina Argentina. Entender como los cambios en la profundidad y el área de los lagos se relaciona con otras variables hidroclimáticas facilitará el diseño de planes de manejo de los recursos hídricos de la cuenca del río Senguer que asegure un caudal que evite la desaparición del lago CH y que no comprometa la toma de agua desde el lago MU.

CAPÍTULO 5.

CALIDAD DE AGUA EN LOS LAGOS Y RÍOS DE LA CUENCA DEL RÍO SENGUER

INTRODUCCIÓN

Mundialmente las características ecológicas de los cuerpos de agua están sufriendo modificaciones producto de las fluctuaciones del clima, cambios en el uso del suelo y la contaminación antrópica (Kundzewicz et al., 2007; Sagasta y Burke, 2010). Estos fenómenos que incluyen al aumento en la intensidad de los eventos climáticos extremos, el cambio en las precipitaciones y temperaturas, el avance de la urbanización, el vertido de los residuos cloacales e industriales, la expansión de la barrera agrícola y ganadera y la deforestación, son una amenaza para la preservación de los servicios ecosistémicos que proveen los ríos y lagos (Allan, 2004; Miserendino et al., 2011). A su vez, las relaciones entre los factores mencionados y las características físicas, químicas y biológicas de los cuerpos de agua son complejas e involucran diversas escalas espaciales (locales, a nivel de cuenca y regionales) (Williamson et al., 2008; Shimoda et al., 2011).

En la Patagonia Argentina, debido a los gradientes altitudinales y climáticos que se desarrollan en sentido O-E, los lagos se clasifican en dos subregiones limnológicas, la andina y la extra-andina (Quirós y Drago, 1999). Los lagos andinos son más profundos, contienen menor concentración de fósforo total, clorofila y sólidos en suspensión que los extra-andinos (Quirós y Drago, 1999; Díaz et al., 2007). Los cordilleranos poseen mayor diversidad pero menor abundancia de fitoplancton (Izaguirre et al., 1990; Izaguirre, 1991) que los no cordilleranos. Mientras que los primeros se clasifican generalmente en oligotróficos y ultra-oligotróficos, los segundos son mesotróficos y eutróficos (Quirós y Drago, 1999). Aunque algunos lagos andinos profundos pueden presentar estratificación térmica (Quirós y Drago, 1999), en general todos los cuerpos de agua patagónicos se encuentran bien mezclados durante el final de la primavera (Baigun y Marinone, 1995). La mayoría de los estudios en estos lagos han tenido como objetivo principal la caracterización regional, por lo que el enfoque ha sido de tipo extensivo, uno a dos muestreos (Quirós, 1988; Izaguirre et al., 2016) o varias campañas (1987-1992; Díaz et al., 2000) pero siempre durante la primavera-verano.

En los ríos de la Patagonia argentina se ha analizado el impacto del cambio en el uso del suelo sobre la calidad del agua (Sastre et al., 1998; Bahamonde y Peri, 2012), la materia orgánica béntónica (Masi y Miserendino, 2009) y la composición de las comunidades béntónicas (Masi y Miserendino, 2009; Miserendino y Masi, 2010). En ecosistemas lóticos también se examinó el efecto de la urbanización sobre la calidad de agua y los organismos

del bentos (Miserendino et al., 2008; Miserendino y Masi, 2010). Sin embargo, en la región no hay estudios integrados de lagos y ríos a lo largo de toda una cuenca hidrográfica.

El objetivo de este capítulo es analizar y describir las principales características físicas, químicas y biológicas de todos los cuerpos de agua de la cuenca del río Senguer y comprender su dinámica estacional. El trabajo involucró desde el lago Fontana (andino) en la cuenca alta, el río Senguer en todo su recorrido, hasta su finalización en el lago Musters (extra-andino) (Fig. 5.1). A su vez, en los ecosistemas lénticos se realizaron perfiles en profundidad de algunas variables físicas y químicas. Se estudió la calidad del agua en relación a la estacionalidad climática, el tipo de cobertura de suelo y la actividad antrópica.

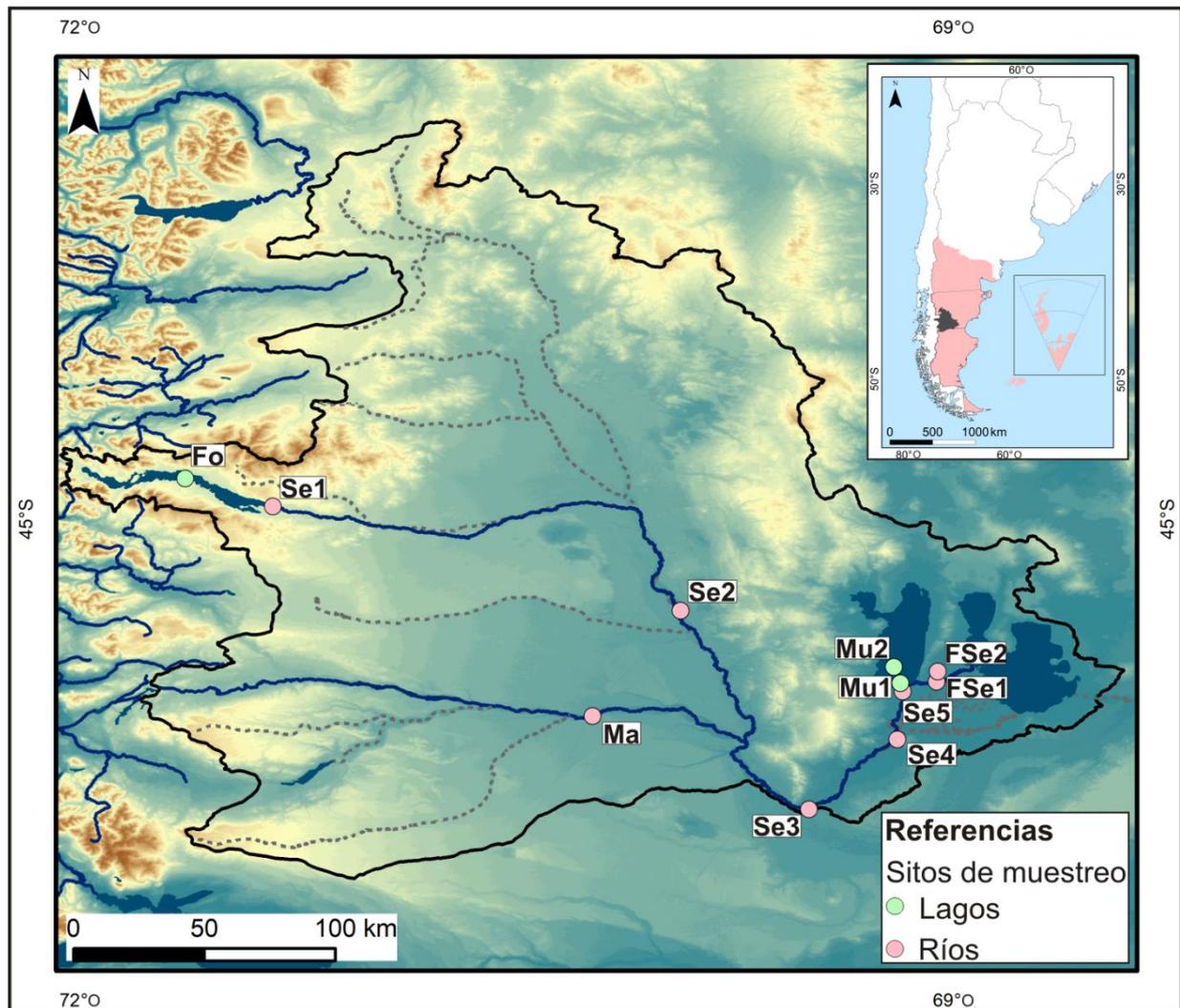


Figura 5.1. Localización de los sitios de muestreo dentro de la cuenca del río Senguer

Los lagos Fontana y Musters fueron incluidos en muestreos limnológicos en la década del 1980 (Quirós, 1988), a su vez, algunas características del Musters se relevaron recientemente en un estudio fitoplanctónico regional (Izaguirre y Saad, 2014). En ninguno de estos trabajos se realizaron perfiles en profundidad de variables fisicoquímicas. En el río

Senguer solo existen dos muestreo puntuales físico-químicos de la calidad de agua, en el año 2007 (SSRH, 2007) y en 2014 (ACDS, 2014), ambos a cargo del Ministerio de Medio Ambiente de la provincia de Chubut. Hasta el presente no se ha analizado las variaciones estacionales de los cuerpos de agua mencionados. Por lo tanto, los resultados de este capítulo servirán de base para futuras investigaciones.

MATERIALES Y MÉTODOS

Sitios de muestreo

Se realizaron 4 campañas de muestreo con periodicidad trimestral, de manera estacional (otoño, invierno, primavera y verano) entre mayo de 2015 y enero de 2016 (Tabla 5.1). En cada viaje de campo se muestreó un sitio en el lago Fontana, dos sitios en el lago Musters y ocho sitios a lo largo de los distintos ríos de la cuenca (Tabla 5.2; Fig. 5.1). El trabajo tuvo un enfoque de tipo extensivo (Whittier y Paulsen, 1992), el cual se adapta a estudios que deben abarcar una gran región espacial con poca información de base y condiciones logísticas restringidas (Baigun, 2001). Los monitoreos de gran escala espacial han sido implementados anteriormente con éxito en estudios de fitoplancton (Izaguirre et al., 2016; Torremorell et al., 2017), peces (Quirós, 1990; Baigun, 2001) y características físico-químicas (Quirós y Drago, 1985; Diaz et al., 2007; Miserendino et al., 2011) en lagos y ríos de la Patagonia.

Tabla 5.1. Fechas de realización de las campañas de muestreo en la cuenca del río Senguer.

Año	2015			2016
Días de Campaña	1-8 Mayo (Otoño)	1-8 Agosto (Invierno)	2-27 Noviembre (Primavera)	1-8 Febrero (Verano)

Las mediciones se hicieron siguiendo un eje desde la cordillera de los Andes (cuenca alta) hasta el centro de la Patagonia extra-andina (cuenca baja). Se comenzó en el lago Fontana cerca de la confluencia con el río Unión (Fo); luego en la cabecera del río Senguer (Se1); el río Senguer previo a la confluencia con el río Mayo (Se2); el río Mayo luego de la localidad Río Mayo previo a la confluencia con el río Senguer (Ma); río Senguer luego de la confluencia con el Mayo en el sector del “Codo del Senguer” (Se3); río Senguer previo a la toma de agua para riego del canal artificial “Azud derivador” (Se4); río Senguer luego de las principales tomas de riego y previo a la entrada en el lago Musters (Se5); lago Musters en la

confluencia con el río Senguer (Mu1); en el centro del lago Musters (Mu2); río Falso Senguer previo a la entrada al lago Colhué Huapí (FSe1); uno de los canales de retorno que llega al lago Colhué Huapí y que es de menor envergadura que el Falso Senguer (FSe2); FSe1 y FSe2 se localizan luego de que el río ha atravesado la localidad de Colonia Sarmiento y su valle agrícola-ganadero (Tabla 5.2; Fig. 5.1 y 5.2). Originalmente se pretendió muestrear y tomar mediciones en el lago Colhué Huapí, pero no se pudo debido a que durante el año de trabajo de campo el mismo se encontraba muy retraído y fue imposible alcanzar el sector con presencia de agua.

Los sitios y las profundidades de muestreo en ríos y lagos se eligieron de acuerdo a las recomendaciones de la Organización Mundial de la Salud (Bartram y Balance, 1996) y de APHA-AWWA-WEF (1998) para el monitoreo de agua. En Fo y Mu2 se tomaron muestras a distintas profundidades de la columna de agua. En los ríos y en Mu1 las mediciones y toma de muestras se efectuaron en el centro del curso y de la columna de agua. Los trabajos se llevaron a cabo entre las 10 y las 18 horas.

Tabla 5.2. Localización geográfica de los sitios de muestreos.

Sitio	Latitud Sur	Longitud Oeste
Fo	44° 51' 40"	71° 38' 34"
Se1	44° 57' 30"	71° 20' 50"
Se2	45° 19' 10"	69° 56' 49"
Ma	45° 41' 42"	70° 14' 56"
Se3	46° 00' 30"	69° 30' 20"
Se4	45° 45' 58"	69° 12' 09"
Se5	45° 35' 55"	69° 10' 59"
Mu1	45° 34' 17"	69° 11' 28"
Mu2	45° 30' 00"	69° 12' 48"
FSe1	45° 33' 53"	69° 04' 00"
FSe2	45° 31' 47"	69° 03' 47"

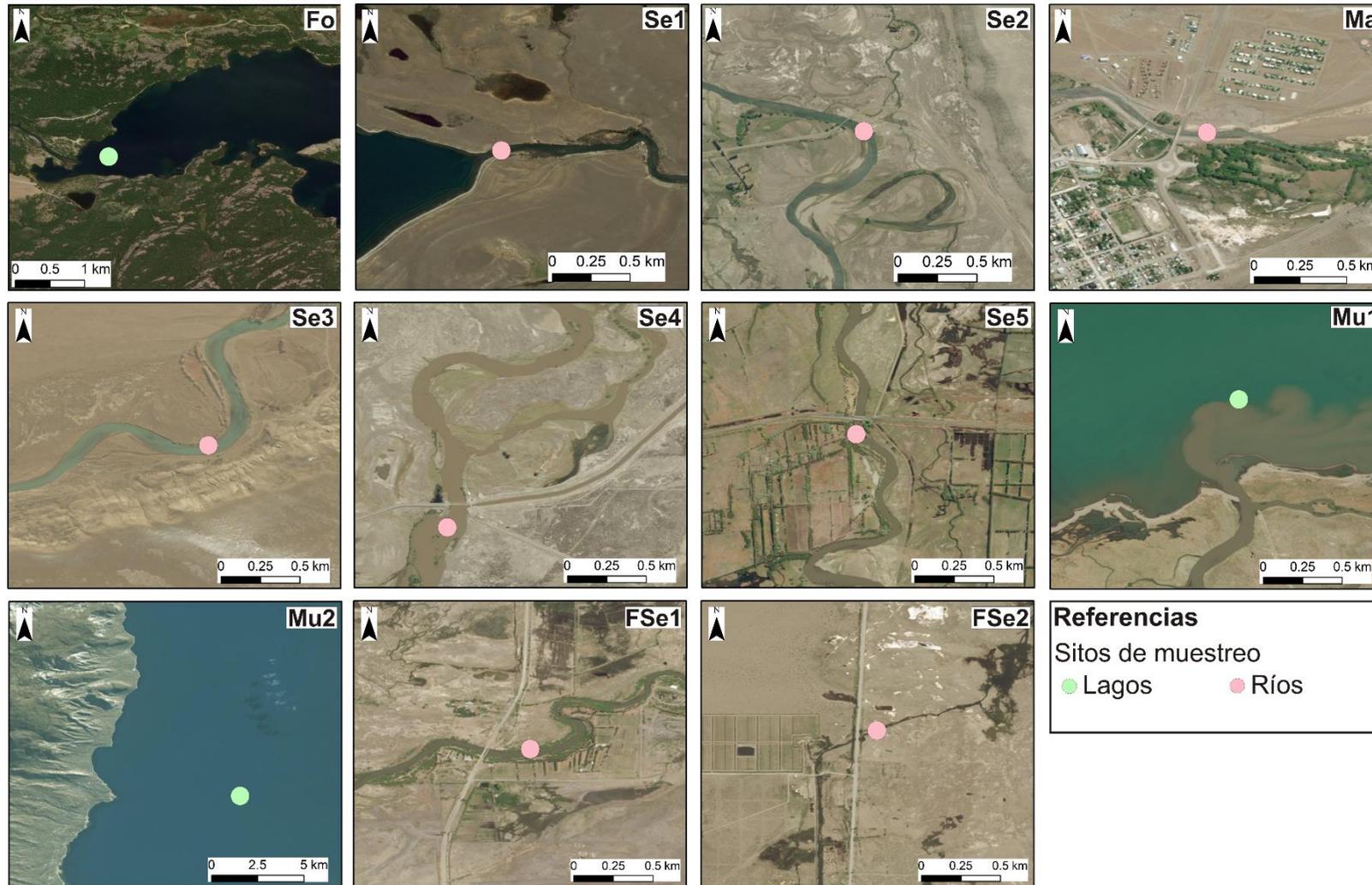


Figura 5.2. Sitios de medición y muestreo. Fo: lago Fontana; Se1: cabecera del río Senguer; Se2: río Senguer previo a la confluencia con el Mayo; Ma: río Mayo luego de la localidad río Mayo; Se3: río Senguer luego de la confluencia con el Mayo; Se4: río Senguer previo a la toma del Azud derivador; Se5: río Senguer luego de las tomas de riego y previo a la entrada en el lago Musters; Mu1: lago Musters en la confluencia con el río Senguer; Mu2: lago Musters; FSe1: río Falso Senguer previo a la entrada al lago Colhué Huapí; FSe2: uno de los canales de retorno que llega al lago Colhué Huapí.

Mediciones limnológicas

En Fo y Mu2 se determinó la transparencia del agua utilizando un disco Secchi (PDS; m). A su vez, se realizaron perfiles de temperatura (T °C), conductividad eléctrica (CE; $mS\ cm^{-1}$) y pH utilizando una sonda multiparamétrica YSI 6600 V2-4 con una resolución temporal de 1 seg (aproximadamente 0,2 - 0,3 m) (Fig. 5.3A). En ambos lagos, durante el otoño la profundidad del perfil fue mayor debido a que se contó con una mejor embarcación y más personal para realizar las maniobras. En las otras estaciones del año se alcanzó aproximadamente la mitad de la profundidad media de cada cuerpo de agua.

Los datos de los perfiles se contrastaron con datos puntuales a -0,5 y -5 m de profundidad de T °C, CE y pH tomados con una sonda multiparamétrica HORIBA U10® (Fig. 5.3B). Con el HORIBA U10® también se midió oxígeno disuelto (OD; $mg\ L^{-1}$) a -0,5 y -5 m. Tanto la sonda YSI 6600 V2-4 como el HORIBA U10® fueron calibrados antes de cada campaña. En Mu1 solo se realizaron mediciones a -0,5 m debido a la escasa profundidad del lago en ese sitio. Los valores de conductividad permitieron calcular salinidad a través de las siguientes fórmulas:

$$(1) \quad Sal\ (mg\ L^{-1}) = CE\ (mS\ cm^{-1}) * 640, \text{ para } CE < 5\ mS\ cm^{-1}$$

$$(2) \quad Sal\ (mg\ L^{-1}) = CE\ (mS\ cm^{-1}) * 800, \text{ para } CE > 5\ mS\ cm^{-1}$$

A su vez, a distintas profundidades (Fo: -0,5, -5 y -15 m; Mu2: -0,5, -5 y -10 m; Mu1: -0,5 m) se tomaron muestras de agua para la determinación de la concentración de clorofila *a* ($Cl\ a$; $\mu g\ L^{-1}$), sólidos en suspensión total, orgánico e inorgánico (SST, SSO, SSI, respectivamente; $mg\ L^{-1}$), y nutrientes ($\mu g\ L^{-1}$). Ante la ausencia de estratificación en la columna de agua, los datos de las distintas profundidades fueron promediados. Las muestras se obtuvieron utilizando una botella Van Dorn, el contenido se almacenó en bidones de plástico (previamente acondicionados) (Gardolinski et al., 2001; Monbet y McKelvie, 2007). (Fig. 5.3C y E) y posteriormente se refrigeraron en heladera portátil hasta el momento de su utilización. Para la determinación de $Cl\ a$ y de sólidos en suspensión, el agua se filtró a través de filtros de membrana de fibra de vidrio grado F (47 mm de diámetro y 0,7 μm de diámetro de poro) (Fig. 5.3F). Posteriormente los filtros se mantuvieron a -20 °C. Antes de cada campaña los filtros almacenados en sobres de papel de aluminio fueron muflados (450 – 500 °C, 1,5 h) y conservados en dichos sobres hasta el momento de su uso. Los filtros que posteriormente fueron utilizados para la determinación de sólidos en suspensión fueron pesados luego del secado en la mufla.

La concentración de Cl a y de feopigmentos se obtuvo por método espectrofotométrico luego de la extracción con acetona 90% y el posterior agregado de HCl 0,1N para obtener la lectura de feopigmentos (APHA-AWWA-WEF, 1998). Las lecturas de los extractos se realizaron utilizando celdas de 5 cm de camino óptico, a una longitud de onda (λ) de 665 y 750 nm, en un espectrofotómetro UV visible Jenway 6715.

Para la obtención de SST los filtros utilizados fueron secados en estufa a 60 °C hasta que alcanzó un peso constante (1 día aproximadamente). El SST se obtuvo por diferencia de peso del filtro secado a estufa y el peso inicial (previo al filtrado de agua). Posteriormente, estos filtros fueron muflados (450 – 500 °C, 3h) y pesados nuevamente. La diferencia de peso entre el filtro secado a estufa y el muflado corresponde a los SSO. Finalmente, la diferencia entre los SST y los SSO representa el SSI.

Para la determinación de la concentración de nutrientes ($\mu\text{g L}^{-1}$), el agua fue filtrada a través de filtros previamente descriptos. La muestra se conservó en recipientes plásticos en el freezer (-20 °C) hasta el momento de su análisis. El análisis de la concentración de fósforo total (FT; digestión en medio ácido y determinación por espectrometría de emisión por plasma inducido) y nitrógeno orgánico total (NOT; método semi-micro Kjeldahl) fue realizado por el laboratorio LANAIS N-15 CONICET-UNS.

Para establecer el estado trófico de cada lago se empleó la clasificación propuesta por la OCDE (1982) que los agrupa en 5 categorías distintas (ultra-oligotrófico, oligotrófico, mesotrófico, eutrófico e hipereutrófico) (Tabla 5.3). La metodología utiliza el valor medio anual de FT ($\mu\text{g L}^{-1}$), el promedio anual de Cl a ($\mu\text{g L}^{-1}$), el máximo valor anual de Cl a ($\mu\text{g L}^{-1}$) y la profundidad media anual de PDS (m).

Categoría	FT media ($\mu\text{g L}^{-1}$)	Cl a media ($\mu\text{g L}^{-1}$)	Cl a máxima ($\mu\text{g L}^{-1}$)	PDS media (m)
Ultra-oligotrófico	≤ 4	≤ 1	$\leq 2,5$	≥ 12
Oligotrófico	≤ 10	$\leq 2,5$	≤ 8	≥ 6
Mesotrófico	10 - 35	2,5 - 8	8 - 25	6 - 3
Eutrófico	35 - 100	8 - 25	25 - 75	3 - 1,5
Hipereutrófico	≥ 100	≥ 25	≥ 75	$\leq 1,5$

Tabla 5.3. Categorías tróficas de lagos según la clasificación de la OECD (1982).



Figura 5.3. Métodos de muestreo, monitoreo, filtrado y almacenamiento. Sonda multiparamétrica YSI 6600 V2-4 en lago Fontana (A). Sonda multiparamétrica HORIBA U10® en la cabecera del río Senguer (B). Muestreo de agua con botella Van Dorn en lago Musters (C). Muestro de agua con bidón en el río Senguer (D). Acondicionamiento y almacenamiento del agua post muestreo (E). Filtrado de agua *in situ* (F).

Mediciones en ríos

En todos los sitios de muestreo en ríos se midió la T °C, pH, OD y CE con la sonda multiparamétrica HORIBA U10®. Al igual que en las muestras limnológicas, los valores de CE permitieron calcular salinidad.

A su vez, se extrajeron muestras de agua en el centro del cauce y la columna de agua (Fig. 5.3D) para la determinación de SST, SSO y SSI. Para la toma se utilizó bidones de plástico de 5 L previamente acondicionados y posteriormente refrigerados en heladera portátil hasta el momento de su análisis. Para la obtención de las distintas fracciones de sólidos en suspensión se utilizaron los mismos filtros y protocolos descritos previamente para las muestras limnológicas.

Análisis de los datos

Para todas las variables se calcularon estadísticos descriptivos anuales y estacionales básicos. Para analizar las relaciones entre las variables medidas a lo largo de toda la cuenca se realizó un análisis de correlación de Spearman utilizando el programa estadístico Statistica 7. A los perfiles limnológicos se les calculó la tendencia lineal (método de Mann-Kendall) usando el paquete de R Trend (Pohlert, 2016) y se les realizó un análisis estructural para definir puntos de quiebre que indiquen cambios significativos en la tendencia y el promedio (método Breakpoints de la regresión lineal simple) usando el paquete de R Strucchange (Zeileis et al., 2002).

RESULTADOS

Ríos y lagos de la cuenca del río Senguer.

Sólidos en suspensión

La concentración de SST en los lagos y ríos de la cuenca fue baja para todos los sitios de muestreo ($< 18,0 \text{ mg L}^{-1}$). Los SST fueron muy bajos en el lago Fontana y en el primer sitio de muestreo dentro del río Senguer ($< 1,8 \text{ mg L}^{-1}$). Conforme el Senguer va recibiendo los aportes de distintos tributarios y recorriendo una mayor extensión dentro de la cuenca, la concentración de SST fue aumentando (Fig. 5.4A). Se observó un incremento de los SST en el río Senguer luego de recibir los aportes del río Mayo (Fig. 5.4A y B). Esto probablemente se asocia a que el río Mayo atraviesa la segunda ciudad más poblada de la cuenca (Río Mayo). La concentración de SST disminuye levemente en Se4 (Fig. 5.4A y B) debido a que

en dicho sitio se encuentra construido un murallón que endica el río para el posterior desvío de agua hacia el canal de riego Azud Derivador del “Bajo de Sarmiento”. El dique reduce la velocidad de agua favoreciendo la sedimentación de las partículas en suspensión. La concentración de SST alcanza sus mayores valores en Se5 (Promedio = 10,7 mg L⁻¹, Max = 15,7 mg L⁻¹) (Fig. 5.4A y B), que se encuentra previo al ingreso del río Senguer en el lago Musters y recibe los aportes de sedimentos del valle agropecuario y de la ciudad más grande dentro de la cuenca (Colonia Sarmiento). Los SST disminuyen nuevamente en la boca del lago Musters y aún más en el centro del lago Musters. Por último, la concentración de SST aumenta en los dos tributarios del lago Colhué Huapí (FSe1 y FSe2), que son los sitios más distales de toda la cuenca y se encuentran localizados aguas abajo de Colonia Sarmiento y del valle agrícola-ganadero.

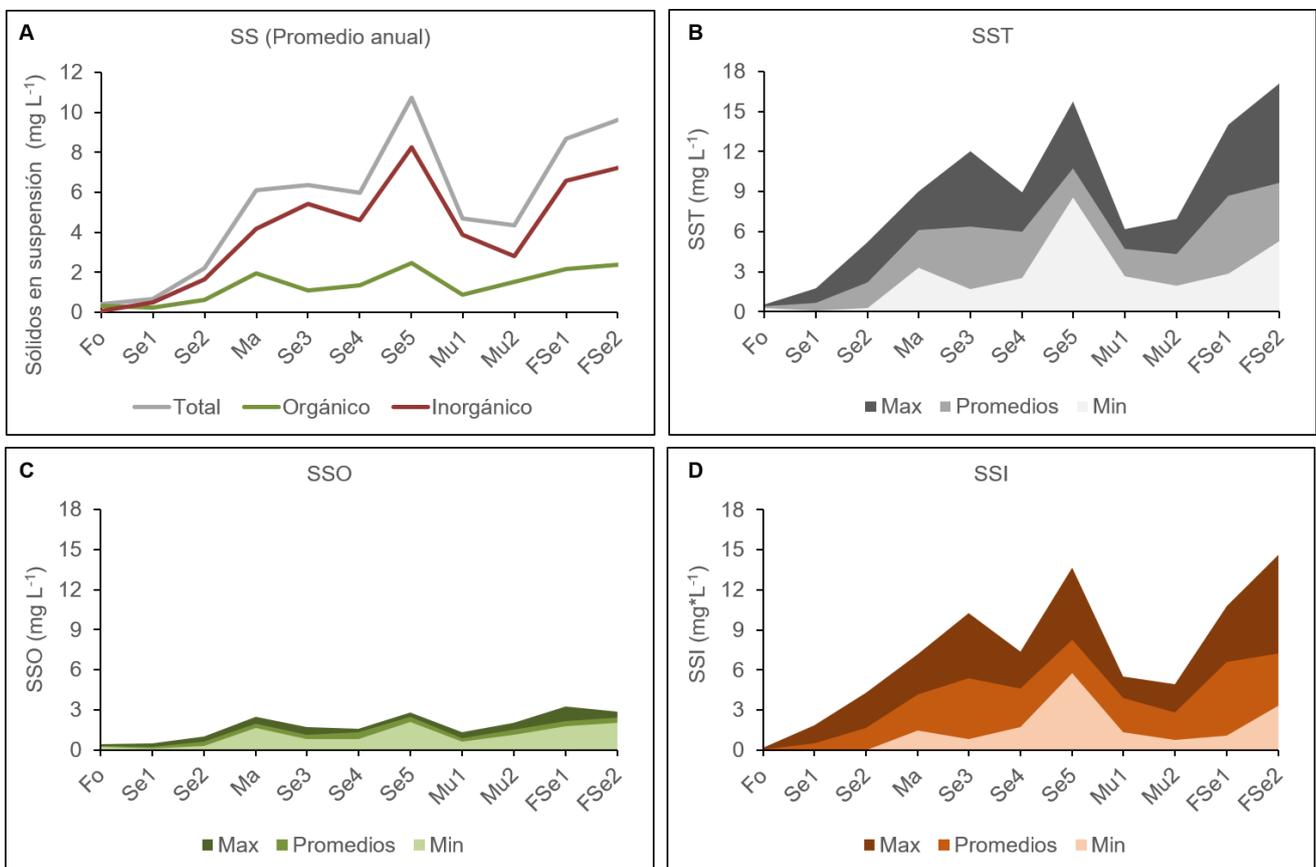


Figura 5.4. Sólidos en suspensión en los ríos y lagos de la cuenca del río Senguer. Promedios anuales de SST totales, orgánicos e inorgánicos (A). Promedios anuales, máximos y mínimos de SST totales (B). Promedios anuales, máximos y mínimos de SST orgánicos (C). Promedios anuales, máximos y mínimos de SST inorgánicos (D).

En promedio, en casi todos los sitios, el 75 % de los SST fue de origen inorgánico y el 25 % orgánico (Fig. 5.4A). Esto se asocia a que la mayor parte de sedimentos que alcanzan el río proviene de mesetas proglaciares y conos aluviales compuestas de rocas sedimentarias y escasamente vegetadas. En el único sitio donde el porcentaje de SSO superó al SSI fue en

el lago Fontana (12 % SSI y 82 % SSO), el cual está rodeado de bosque andino y es el sector con mayor vegetación de toda la cuenca. A su vez, en el centro del lago Musters el porcentaje de SSO (35%) es el más elevado de todos los sitios de muestreo (exceptuando el lago Fontana) (Fig. 5.4A), probablemente asociado al desarrollo de fitoplancton. Por otro lado, se destaca que las concentraciones más elevadas de SSO (3,0 - 2,5 mg L⁻¹) se encontraron en aquellos puntos de muestreo cercanos a las ciudades (Ma, Se5, FSe1 y FSe2) (Fig. 5.4C y D).

Estacionalmente se observó que la mayor concentración de SST se produce durante el invierno, seguido por los meses de primavera y otoño. La menor concentración se detectó en el verano (Fig. 5.5A). El invierno es la época donde se produce la mayor cantidad de precipitaciones pluviales, las cuales generan escorrentía superficial aportando sólidos en suspensión de las planicies proglaciares y de los depósitos aluviales de pedemonte en la cuenca media y baja. Durante la primavera la concentración de SST es alta debido a la escorrentía derivada del derretimiento de la nieve que arrastra material particulado. Sin embargo, no alcanza los niveles de SST de la estación invernal debido a que en la cuenca alta el agua de ablación primero llega al lago Fontana donde el material transportado puede sedimentar. En cambio, durante el verano y el otoño se registran pocas precipitaciones y escorrentía superficial.

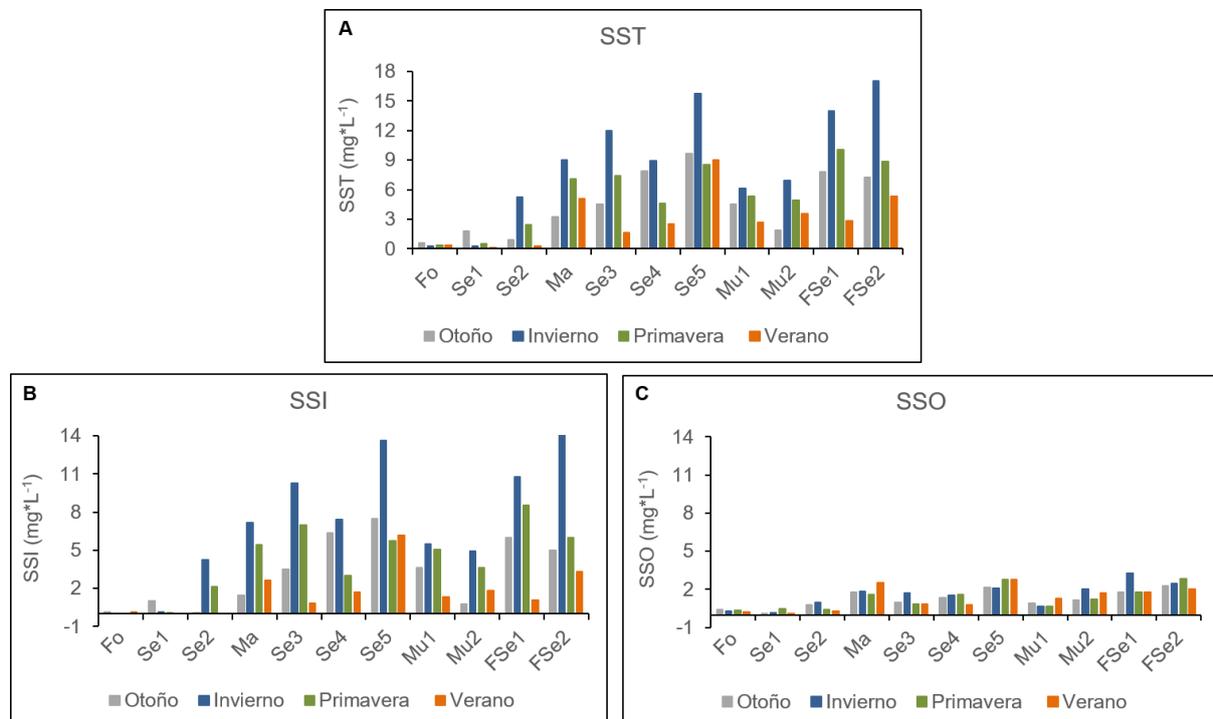


Figura 5.5. Concentración estacional de sólidos en suspensión en los ríos y lagos de la cuenca del río Senguer. Concentración estacional de SST (A). Concentración estacional de SSI (B). Concentración estacional de SSO (C).

Si bien en gran parte de los sitios de muestreo la concentración de SST durante la primavera fue mayor que durante el otoño se observa que esto no ocurre en el sitio Se4, donde está localizado el endicamiento para el desvío de agua para riego. Esto se debe a que durante el otoño se producen los mínimos caudales del río Senguer y durante este período se clausura la toma de agua hacia el canal de riego. La apertura de las compuertas del dique disminuye la posibilidad de sedimentación de las partículas en este sector durante el otoño.

La concentración de SSI tiene un comportamiento similar a la concentración de SST (Fig. 5.5B). Sin embargo, la concentración de SSO en alguno de los sitios de muestreo presenta valores elevados durante el verano y la primavera (Fig. 5.5C), probablemente debido al aporte de materia orgánica proveniente de la producción fitoplanctónica (favorecida por el aumento de la temperatura).

Conductividad eléctrica

Los valores de conductividad eléctrica (CE) y salinidad (Sal) en el lago Fontana son muy bajos ($CE = 21 \pm 2 \mu S cm^{-1}$; $Sal = 14 \pm 1 mg L^{-1}$) (Fig. 6A), lo cual es típico de aguas situadas en áreas con lecho rocoso que no se disuelven fácilmente en componentes iónicos (EPA, 2012). En los primeros dos sitios de muestreo del río Senguer (Se1 y Se2) la CE se mantiene baja y luego comienza a aumentar conforme el curso avanza a lo largo de la cuenca (Fig. 5.6A). La CE y Sal presenta valores elevados en el río Mayo ($CE = 219 \pm 74 \mu S cm^{-1}$; $Sal = 136 \pm 43 mg L^{-1}$) (Fig. 5.6A), probablemente debido a la influencia de la ciudad aledaña. La CE y Sal en el río Senguer incrementa luego de su confluencia con el río Mayo (Fig. 5.6A). En el lago Musters se observan los mayores valores de CE y Sal de toda la cuenca ($CE = 431 \pm 18 \mu S cm^{-1}$; $Sal = 278 \pm 9 mg L^{-1}$) (Fig. 5.6A), asociados a que el lago recibe los aportes de Sal de toda la cuenca y en especial la escorrentía proveniente del valle agrícola-ganadero y de la ciudad de Colonia Sarmiento. Ambas variables se mantienen elevadas en los dos tributarios del lago Colhué Huapí (FSe1 y FSe2) por las mismas razones que en el lago Musters (Fig. 5.6A). A pesar de que la CE y la Sal presentan mayores valores en cierto sectores de la cuenca (especialmente relacionado con las actividades antrópicas) siempre estuvieron por debajo de los valores límites sugeridos para el agua de consumo humano ($CE < 1000 \mu S cm^{-1}$; CAA, 2007; OMS, 1996).

En general, los mayores registros de CE y Sal ocurren durante los meses de otoño y verano, y los menores durante el invierno y la primavera (Fig. 5.6B), lo cual se relaciona con la estacionalidad de la hidroclimatología regional. En el verano se producen las temperaturas y velocidades del viento más elevadas, lo que deriva en una mayor evaporación y, a su vez, es la estación de menor precipitación. El otoño es la época de menor caudal del año. Todas esas condiciones generan un aumento en la concentración de sales en los cuerpos de agua.

En cambio, durante la primavera y el invierno se registran los mayores volúmenes de agua en la cuenca lo que produce una mayor disolución y, por lo tanto, una menor salinidad. En el invierno, la temperatura y velocidad del viento disminuyen y, por ende, la evaporación es la más baja de todo el año y las precipitaciones son las más elevadas. Durante la primavera el derretimiento nival aporta grandes volúmenes de agua.

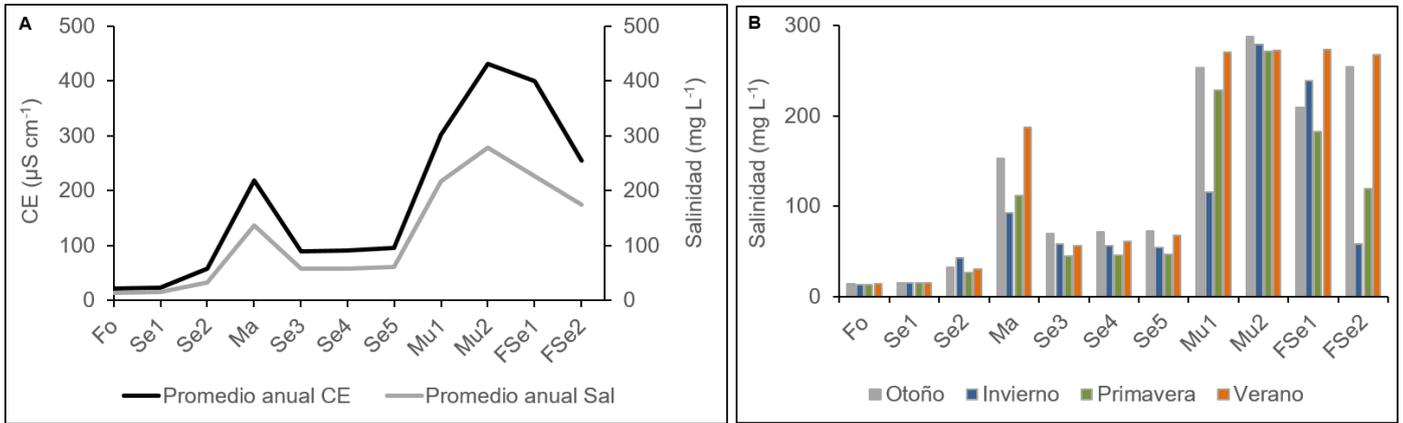


Figura 5.6. Conductividad (CE) y salinidad (Sal) en los ríos y lagos de la cuenca del río Senguer. Promedios anuales de conductividad y salinidad (A). Estacionalidad de la salinidad (B).

pH

El promedio anual del pH de todos los cuerpos de agua de la cuenca fue alcalino ($8,0 \pm 0,8$) (Fig. 5.7A); valores que se encuentran dentro de los reportados como normales para lagos y ríos sin contaminación. Los efectos dañinos para los organismos aparecen a valores menores de 4,5 y mayores de 9,5. A su vez, el pH tuvo una variación estacional mayor en la parte superior de la cuenca ($\pm 1,5 - \pm 1,8$) que en la inferior ($\pm 1,0 - \pm 0,5$) (Fig. 5.7A). En la cuenca alta los mayores valores de pH se registraron durante el verano (Fig. 5.7B), probablemente debido a que es una época de bajas precipitaciones y escorrentía superficial, los cuales suelen ser dos fuentes de acidificación de los medios acuáticos.

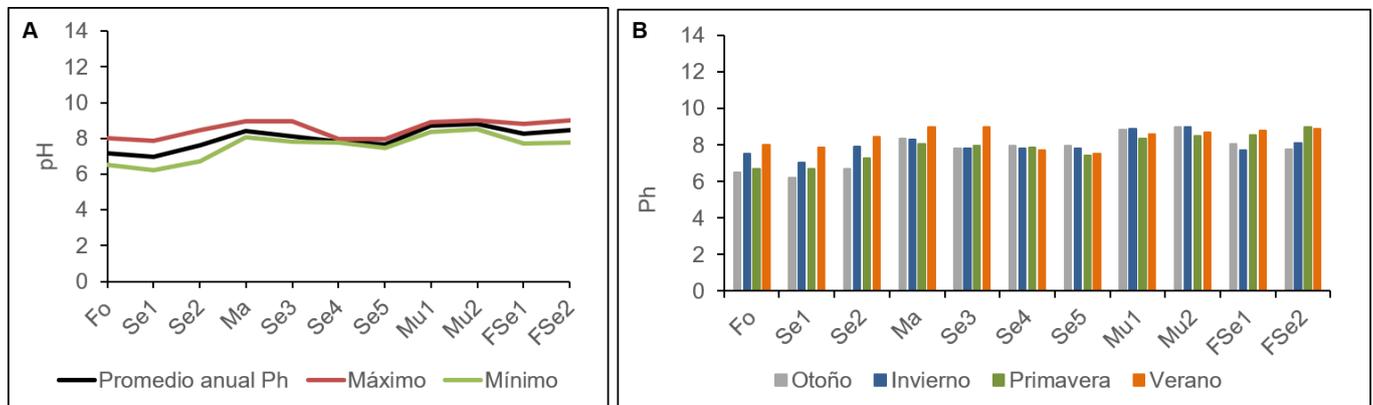


Figura 5.7. pH en los ríos y lagos de la cuenca del río Senguer. Promedios, mínimos y máximos anuales de pH (A). Estacionalidad del pH (B).

Oxígeno disuelto y temperatura del agua

El valor medio anual de oxígeno disuelto (OD) fue $9,2 \pm 0,5 \text{ mg L}^{-1}$. Si bien el promedio anual de OD presenta valores relativamente similares en todos los sitios de muestreo, se observa una leve tendencia decreciente desde la cuenca alta a la baja con un importante aumento de la variabilidad (FO = $9,4 \pm 0,7 \text{ mg L}^{-1}$; Mu2 = $8,8 \pm 4,0 \text{ mg L}^{-1}$) (Fig. 5.8A).

A su vez, el OD tiene una significativa variabilidad estacional, en general, durante el verano los valores disminuyen drásticamente ($5,5 \pm 4,0 \text{ mg L}^{-1}$) y los mayores registros se producen en el otoño ($11,1 \pm 1,5 \text{ mg L}^{-1}$) y el invierno ($11,0 \pm 1,2 \text{ mg L}^{-1}$). (Fig. 5.8B). Los valores de OD de la estación estival están en el límite de lo recomendado para la vida de ciertas especies ictícolas. Por ejemplo, para los salmónidos (como las truchas y los salmones), el valor medio de OD para la vida de un adulto es $6,5 \text{ mg L}^{-1}$ y el mínimo es $4,0 \text{ mg L}^{-1}$ (EPA, 1986).

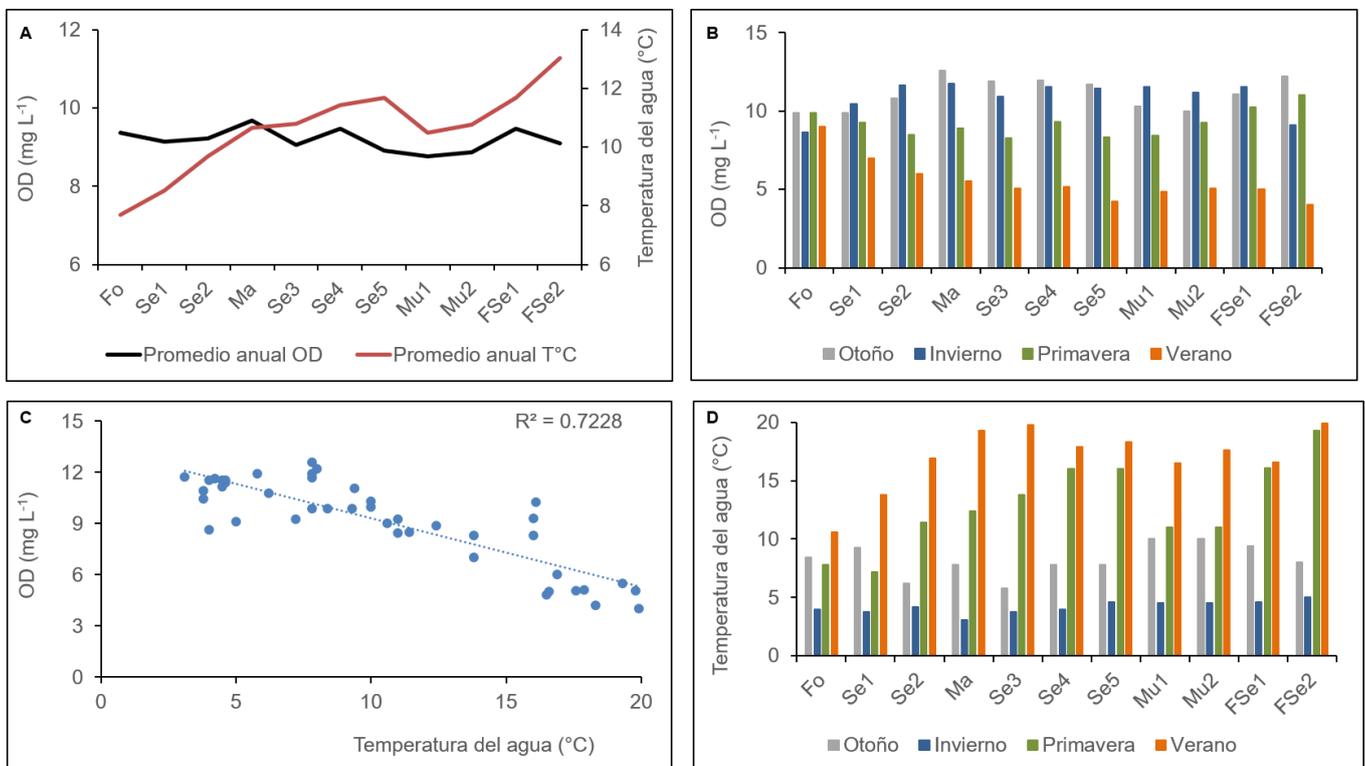


Figura 5.8. Oxígeno disuelto (OD) y temperatura del agua (°C) en los ríos y lagos de la cuenca del río Senguer. Promedios anuales (A). Estacionalidad del OD (B). Correlación entre el OD y la temperatura del agua (C). Estacionalidad de la temperatura del agua (°C) (D).

Las variaciones espaciales y estacionales del OD se relacionan principalmente con la temperatura del agua. La correlación del valor medio de ambas variables es elevada ($R^2 = 0,72$) (Fig. 5.8C). El aumento de la temperatura disminuye la solubilidad del oxígeno en el agua. En los puntos de muestreo ubicado en el sector más alto de la cuenca, la temperatura promedio y la variación estacional de la misma fue menor que en la cuenca baja (FO = $7,7 \pm$

3,7 °C; $\mu_2 = 10,8 \pm 6,3$ °C) (Fig. 5.8D). Durante el verano se registraron valores de $17,0 \pm 6,4$ °C de temperatura del agua y durante el otoño e invierno $4,2 \pm 0,8$ °C (Fig. 5.8D).

Correlación de Spearman

La correlación de Spearman ratifica muchas de las relaciones que se han descrito anteriormente (Tabla 5.4). A lo largo de la cuenca se observa que la CE se relaciona positivamente con el pH y con los sólidos en suspensión, especialmente los de origen orgánico. El OD se relaciona inversamente con la temperatura. El pH se relaciona positivamente con la T °C del agua y con todas las fracciones de sólidos en suspensión.

Tabla 5.4. Matriz de correlación de Spearman a partir de las variables medidas en ríos y lagos: CE (conductividad eléctrica); OD (oxígeno disuelto); T °C agua (temperatura del agua); pH; SST (sólidos en suspensión totales); SSO (sólidos en suspensión orgánicos); SSI (sólidos en suspensión inorgánicos). * $p < 0,05$ ** $p < 0,01$.

	CE	OD	T °C agua	pH	SST	SSO	SSI
CE	1						
OD	0,04	1					
T °C agua	0,24	-0,74**	1				
pH	0,71**	-0,13	0,37*	1			
SST	0,50**	0,17	-0,05	0,30*	1		
SSO	0,61**	0,14	0,11	0,30*	0,81**	1	
SSI	0,46**	0,17	-0,08	0,30*	0,98**	0,71**	1

Perfiles en los lagos Fontana y Musters

Los perfiles realizados con la sonda multiparamétrica en general no permiten detectar grandes cambios de las variables evidenciando un estado de mezcla continua de la columna de agua y leve a nula estratificación (Fig. 5.9). La CE en ambos lagos se mantuvo constante con la profundidad en todas las estaciones del año. En el lago Fontana fluctuó entre 21 (verano y otoño) y $24 \mu\text{S cm}^{-1}$ (invierno) (Fig. 5.9A); mientras que, en el lago Musters entre 450 (otoño) y $430 \mu\text{S cm}^{-1}$ (invierno) (Fig. 5.9B).

El pH fue la variable que cambió más con la profundidad. En el lago Fontana los valores se mantuvieron en torno a un pH neutro, fueron menores durante la primavera ($6,7 \pm 0,5$) y mayores en el verano ($7,4 \pm 0,8$) (Fig. 5.9C). En la estación estival se observa una tendencia significativa en la disminución del pH con la profundidad ($\tau = -0,7$; $p < 0,05$; pendiente = -0,004), y un punto de quiebre significativo en su valor medio a aproximadamente 4,5 m de profundidad. Sin embargo, la diferencia entre el promedio por encima y por debajo

de los 4,5 m es menor que 0,5 pH y se encuentran dentro de los valores normales en lagos no contaminados. Durante el resto del año no se observa un patrón claro de fluctuación en el perfil de la variable. El pH del lago Musters se ubicó cercano a 8,9 (alcalino) en todas las estaciones y la variación en profundidad ($\pm 0,2$) fue menor a la del lago Fontana (Fig. 5.9D). En ningún momento del año se observan puntos de quiebres ni tendencias significativas con el aumento de la profundidad.

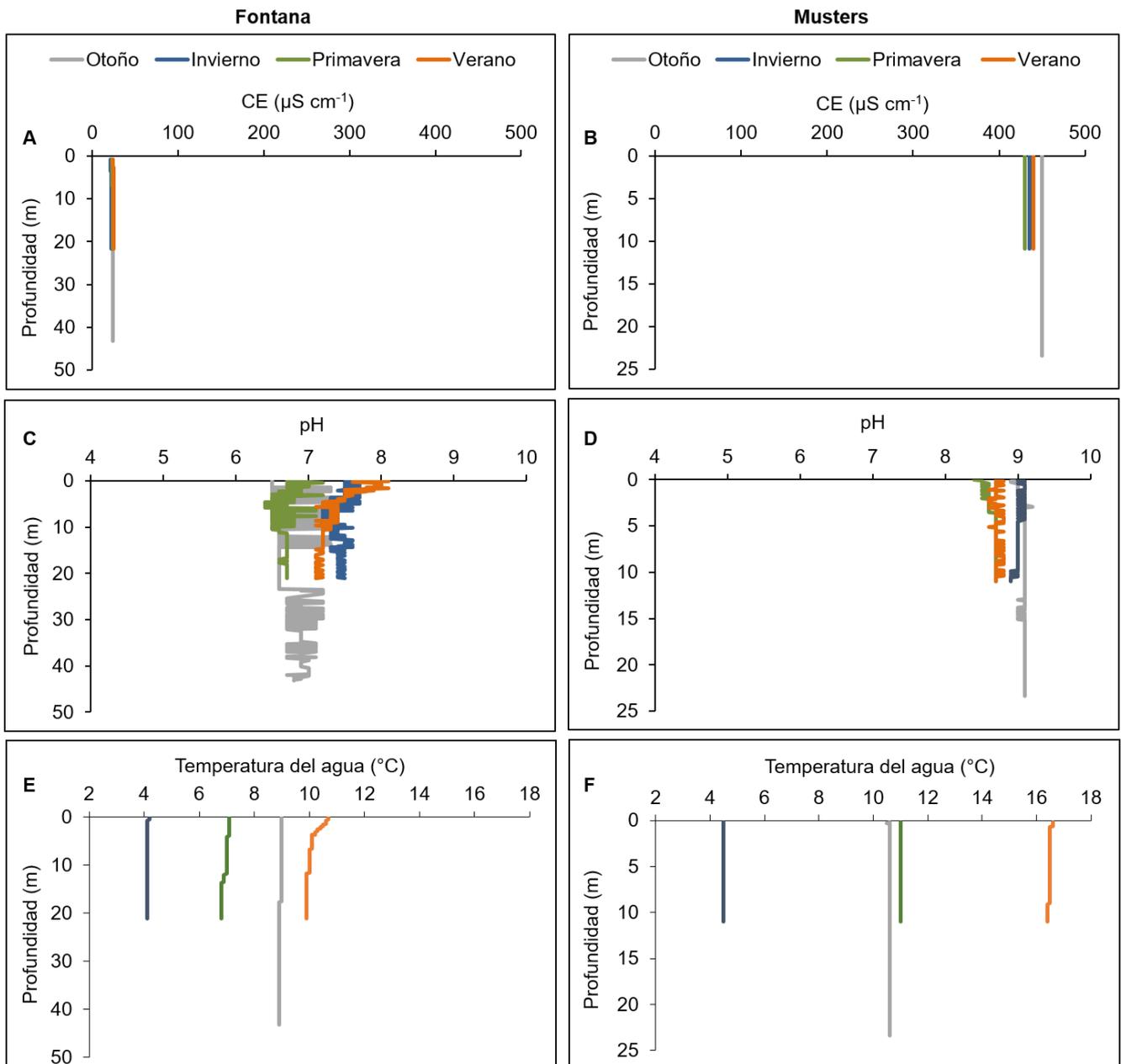


Figura 5.9. Perfiles en profundidad de conductividad eléctrica (CE), pH y temperatura del agua ($^{\circ}\text{C}$) del lago Fontana (A, C, E, respectivamente) y Musters (B, D, F, respectivamente).

En ambos lagos la temperatura del agua se mantuvo verticalmente homogénea en la mayor parte del año (Fig. 5.9E y F). Solo durante el verano en el lago Fontana se observa

una tendencia decreciente ($\tau = -0,8$; $p < 0,05$; pendiente = $-0,003$) de la temperatura, con un punto de quiebre en el valor medio de la variable entorno a los 5 m de profundidad (Fig. 5.9E). Sin embargo, los valores por encima y debajo de los 5 m difieren en menos de $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Estado trófico de los lagos Fontana y Musters

Se clasificó a los lagos según su estado trófico bajo el criterio de la OCDE (1982) utilizando valores medios y máximos anuales de *Cl a*, la profundidad media anual del disco de Secchi y promedio anual de la concentración de FT de cada cuerpo de agua (Tabla 5.5). De esta manera, el lago Fontana presentó las características de un lago ultraoligotrófico; mientras que, el lago Musters las de un lago mesotrófico.

Tabla 5.5. Estado trófico de los lagos Fontana y Musters según la clasificación de la OECD (1982).

Lago	Fontana	Musters
<i>Cl a</i> media ($\mu\text{g L}^{-1}$)	0,4	4,1
<i>Cl a</i> máxima ($\mu\text{g L}^{-1}$)	0,6	6,2
<i>PDS</i> media (m)	12,0	3,5
<i>PT</i> media ($\mu\text{g L}^{-1}$)	13,0	10,0
Categoría	Ultraoligotrófico	Mesotrófico

Clorofila a

En ambos lagos los valores mínimos de *Cl a* se producen durante el invierno y los máximos en el verano (Fig. 5.10A). La *Cl a* presente en el Fontana es un 10 % de la del Musters (Fig. 5.10B) y siempre se mantiene por debajo del límite inferior de la oligotrofia ($1,0\text{ }\mu\text{g L}^{-1}$), por lo que el Fontana es un lago ultraoligotrófico a lo largo de todo el año. En el lago Musters los valores de *Cl a* superan el límite inferior de la mesotrofia ($2,5\text{ }\mu\text{g L}^{-1}$) durante la primavera, el verano y el otoño (Fig. 5.10B), en cambio, en el invierno los registros de *Cl a* corresponden a los de un ecosistema oligotrófico.

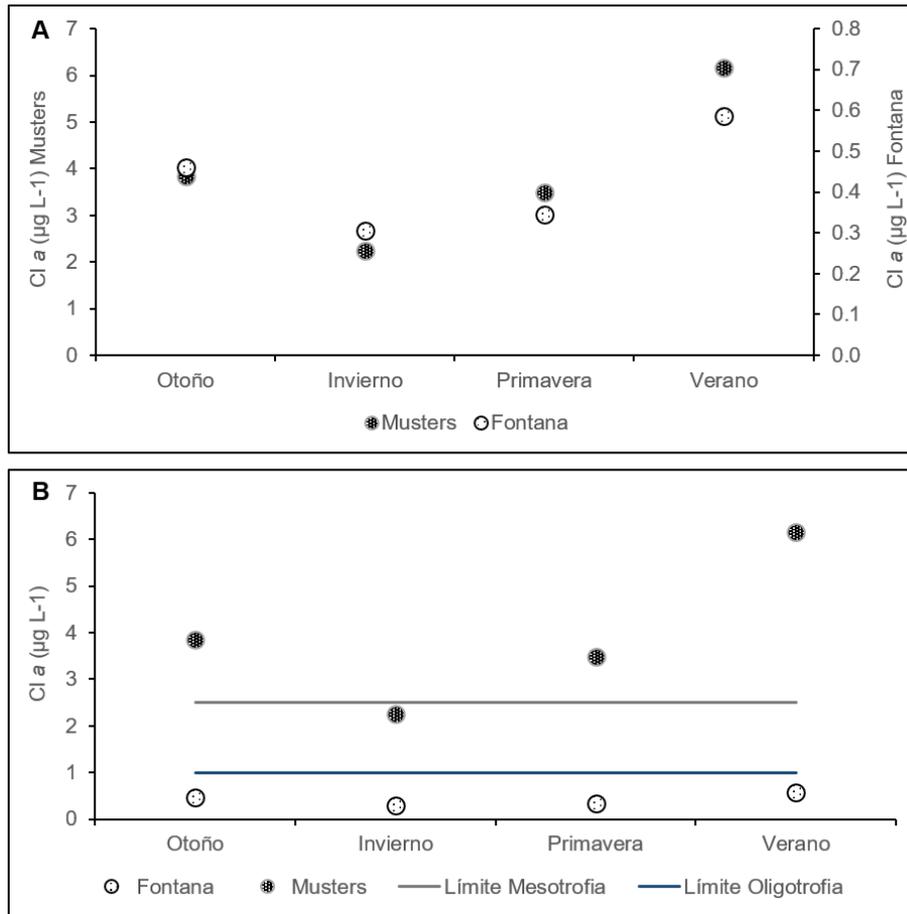


Figura 5.10. Estado trófico de los lagos Fontana y Musters según criterios de OCDE (1982) en base a valores de clorofila “a” (Cl a). **(A)** Comparación entre los valores de Cl a en el lago Fontana y Musters. **(B)** Estado trófico de los lagos Fontana y Musters, se indica con línea azul el límite inferior de la oligotrofia y en línea gris el límite inferior de la mesotrofia.

Profundidad del disco de Secchi

La profundidad del disco de Secchi (PDS) fue mayor en el lago Fontana que en el Musters (Fig. 5.11). Durante el otoño se produjeron los valores máximos (Fo = -13 m; Mu = -5,5 m). Mientras que en el lago cordillerano la PDS se mantuvo relativamente estable disminuyendo solo 1,8 m en invierno (-11,2 m), en el Musters se redujo 4,5 m durante el invierno y la primavera (-1 m). Esto último, probablemente se asocia a que durante esas estaciones ocurren las mayores precipitaciones y caudales, respectivamente, lo cual trae aparejado un aumento en el aporte de sólidos en suspensión como se observa para Mu2 en la figura 5.5A.

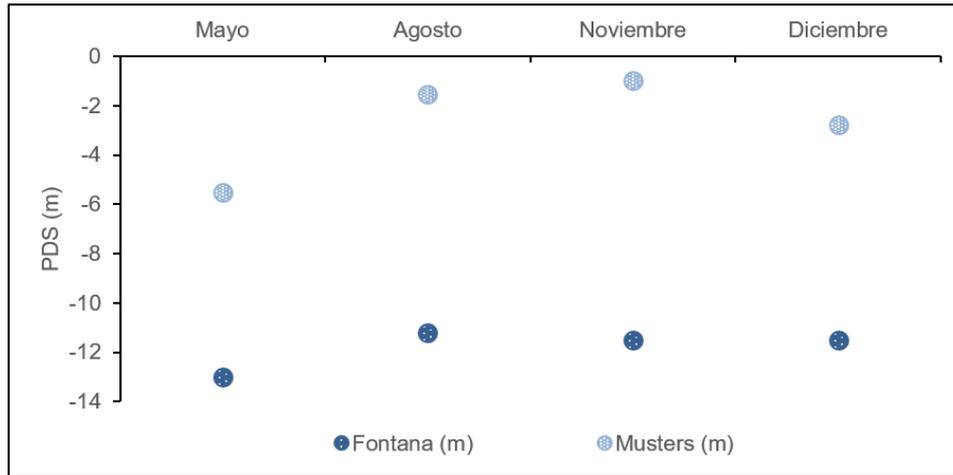


Figura 5.11. Comparación de la medición de la transparencia del disco de Secchi (PDS) en el lago Fontana y Musters.

Nitrógeno y fósforo total

Los valores del contenido de fósforo total (FT) y nitrógeno orgánico total (NOT) difieren en hasta un orden de magnitud respecto de trabajos anteriores. El valor medio de FT fue mayor en el lago Fontana ($13 \mu\text{g L}^{-1}$) que en el Musters ($10 \mu\text{g L}^{-1}$). Durante el otoño y la primavera el FT se encontró por debajo del límite de detección ($10 \mu\text{g L}^{-1}$) para ambos lagos; mientras que, en el invierno la concentración fue $10 \mu\text{g L}^{-1}$ para los dos cuerpos de agua y en el verano de $30 \mu\text{g L}^{-1}$ en el Fontana y $15 \mu\text{g L}^{-1}$ en el Musters.

No es habitual que la mayor concentración de FT se produzca durante la estación estival como se detectó en este estudio, ya que usualmente estos valores son máximos durante el invierno cuando el desarrollo biótico está limitado por las bajas temperaturas y el consumo de nutrientes suele ser menor. A pesar del máximo de FT detectado en verano en el lago Fontana, no parecería existir una floración algal estacional (como lo demuestran los bajos valores de clorofilas). Esto puede estar asociado a diversos factores como por ejemplo, la ausencia de macronutrientes (nitratos, amonio, silicatos) y micronutrientes (hierro), las bajas temperaturas, entre otros.

El registro de FT en el Fontana durante la estación estival es cinco veces más grande que el encontrado en la década de 1980 ($6 \mu\text{g L}^{-1}$; Quirós, 1988) y es atípico para lagos cordilleranos profundos en la Patagonia argentina (Quirós, 1988; Díaz et al., 2000; Díaz et al., 2007). Durante el trabajo de campo no se observó ninguna característica anómala que permita inferir el origen de esta elevada concentración. Continuar con los muestreos y estudiar la especiación del fósforo permitiría evaluar la fuente de este nutriente en el ambiente. El FT en el lago Musters durante el verano fue menor al hallado en la década de 1980 ($30 \mu\text{g L}^{-1}$; Quirós, 1988). Sin embargo, corresponde a valores normales en

ecosistemas eutróficos y pueden ser encontrados en otros cuerpos de agua de la región extra-andina como el lago Mari Menuco o el Dique Ramos Mexia, entre otros (Quirós, 1988; Díaz et al., 2000; Díaz et al., 2007).

La concentración de NOT promedio para el lago Fontana fue $5400 \mu\text{g L}^{-1}$, con un máximo durante la primavera $9300 \mu\text{g L}^{-1}$ y un mínimo en el otoño $1600 \mu\text{g L}^{-1}$. En el lago Musters el valor medio fue $5500 \mu\text{g L}^{-1}$ con un máximo durante el verano $7700 \mu\text{g L}^{-1}$ y un mínimo en el otoño $2700 \mu\text{g L}^{-1}$. Todos esos valores superan a los registrados en 1980 para el Fontana ($280 \mu\text{g L}^{-1}$) y el Musters ($728 \mu\text{g L}^{-1}$) (Baigun, 2001) y son atípicos para lagos en la Patagonia Argentina (Baigun, 2001).

DISCUSIÓN

En la región de la Argentina donde se localiza la cuenca del río Senguer las condiciones climatológicas, las características geomorfológicas, litológicas y la cobertura vegetal cambian significativamente desde la cordillera de los Andes hasta el sector de mesetas en el centro del continente. La cordillera está compuesta principalmente de rocas ígneas y metamórficas poco erosionables (Ramos, 1999) y la vegetación característica es el bosque andino patagónico (Valladares, 2004); mientras que, las mesetas tapizada por estepa arbustiva (Valladares, 2004) se encuentran compuestas principalmente de rocas sedimentarias (Cobos y Panza, 2003) más susceptibles a la erosión (Fig. 5.12). A su vez, un gradiente de ocupación humana y uso del suelo se produce desde la cuenca alta a la baja. Pocos pobladores estables se encuentran en el lago Fontana; mientras que, al sur del lago Musters habitan 11.000 personas en Colonia Sarmiento y se localiza un gran valle agrícola-ganadero. Todas las condiciones descriptas influyen en la calidad del agua del río Senguer a lo largo de su recorrido.

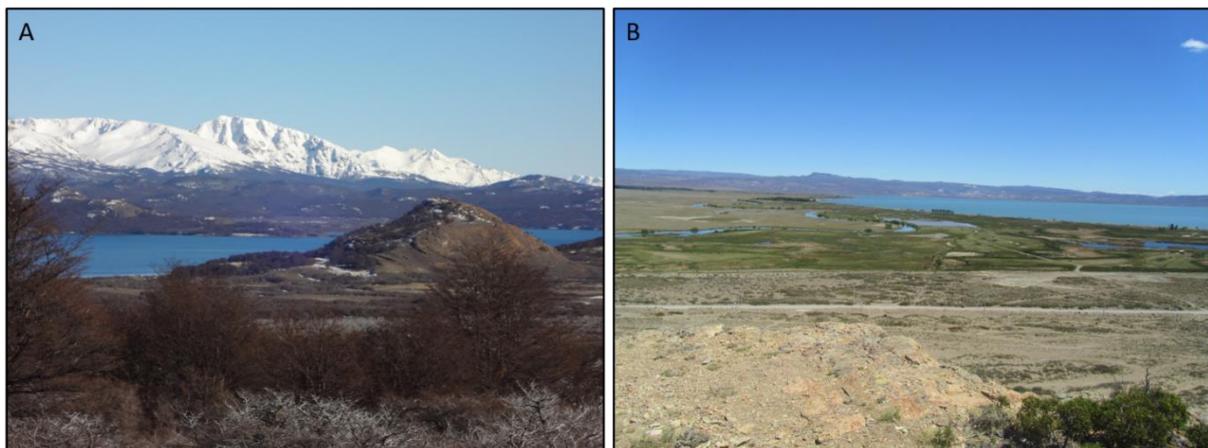


Figura 5.12. Se observa las diferencias en características geomorfológicas, geológicas y de cobertura del suelo entre el lago Fontana (cuenca alta) (A) y el Musters (cuenca baja) (B).

La concentración de los SST en todos los cuerpos de agua de la cuenca ($< 18 \text{ mg L}^{-1}$) se encontraron por debajo de los límites que afectan a la gran mayoría de los organismos acuáticos según los datos reportados en estudios internacionales (Bilotta y Brazier, 2008; Chapman et al., 2017). Por ejemplo, en USA la concentración máxima sugerida para el normal desarrollo de la biota varía entre $30\text{-}158 \text{ mg L}^{-1}$ (Berry et al., 2003). A su vez, al igual que en otros ríos de la Patagonia (Miserendino et al., 2011; Bahamonde y Peri, 2012) la concentración de SST aumenta conforme el curso va a travesando los sectores más urbanizados y de uso agrícola-ganadero: Ma, Se5, FSe1 y FSe2. El dragado de canales para riego, la remoción de cobertura vegetal y el pisoteo animal son algunos de los motivos que contribuyen a ese incremento. Las fracciones de SSO e SSI parecen estar afectadas por la cobertura del suelo. Casi todos los sitios de muestro están rodeados de terreno escasamente vegetado y mayormente compuestos de rocas sedimentarias y los SSI representaron en promedio un 75% de los SST. Solo en el lago Fontana el SSO fue mayor al SSI, esto probablemente se deba al arrastre de material vegetal por lavado de suelo como ocurre en diversas áreas boscosas del planeta (FAO, 2008)

Los valores más elevados de SST se da en el invierno y la primavera, estaciones donde se producen la mayores precipitaciones pluviales y escorrentía superficial que arrastran material particulado. Sin embargo, en alguno de los sitios de muestreo los SSO presentan mayores valores en el verano y la primavera, debido a que la temperatura y las horas de luz favorecen el desarrollo de las organismos acuáticos (Wetzel, 2001).

La CE y salinidad aumentan más de un orden de magnitud entre la cuenca alta y la baja. Sin embargo, los valores de Sal siempre se encontraron por debajo de los límites nacionales (1500 mg L^{-1} ; CCA, 2007) e internacionales (1000 mg L^{-1} ; OMS, 1996) permitidos para el consumo humano. Los registros concuerdan con los de estudios anteriores en la cuenca (Tabla 5.6) y se observa que en los sitios cercanos a los núcleos urbanos y agrícola-ganaderos (Ma, Mu2, FSe1, FSe2) la CE y Sal fue mayor. En otros ríos argentinos también se ha detectado que cercano a zonas urbanizadas la CE es mayor ($52\text{-}390 \mu\text{S cm}^{-1}$) que en sectores no impactados por el manejo antrópico ($9\text{-}150 \mu\text{S cm}^{-1}$) (Sastre et al., 1998; Miserendino et al., 2008 y 2011). Algunas de las principales fuentes de aumento de la salinidad se deben al exceso de fertilizantes, el vertido de desechos urbanos y de residuos industriales (OMS, 1996).

Los valores más elevados de CE y Sal casi siempre ocurrieron durante los meses de otoño y verano en los cuales la temperatura, velocidad del viento y evaporación es mayor y los caudales son menores. Todos esos factores contribuyen a la concentración de los iones y cationes disueltos (Wetzel, 2001).

Tabla 5.6. Resultados comparativos entre mediciones propias y de trabajos anteriores de algunos parámetros respecto a la calidad de agua en los distintos sitios de muestreo.

Sitios de Muestreo	CE ($\mu\text{S cm}^{-1}$) medida	CE ($\mu\text{S cm}^{-1}$) trabajos anteriores	pH medido	pH trabajos anteriores
Fo	21	25*	7,2	
Se1	23	39**/38***	7,0	6,6**
Se2	57	54***	7,6	
Ma	219	240**/304***	8,4	8,1**
Se3	90		8,1	
Se4	92		7,8	
Se5	96	89**	7,7	7,2**
Mu1	302		8,7	
Mu2	431	446*/454**/356***	8,8	8,4**
FSe1	400	426**/270***	8,3	8,3**
FSe2	254		8,4	

*Quirós et al., 1988; ** ACDS, 2014; *** SSRH, 2007.

En general los cuerpos de agua de la cuenca son levemente alcalinos, característica común de los ríos (Sastre et al., 1998; Miserendino et al., 2008 y 2011) y lagos (Díaz et al., 2000 y 2007; Izaguirre et al., 2016) de la Patagonia. Los valores encontrados permiten el desarrollo normal de la biota acuática (Wurts y Durborow, 1992) y es particularmente beneficioso para los salmónidos que son uno de los principales atractivos turísticos y comerciales de la cuenca. Los registros de pH en los lagos y ríos estudiados coinciden con los de trabajos previos (Tabla 5.6).

El OD está altamente relacionado con la temperatura del agua lo que genera que en verano los valores de OD disminuyan significativamente en comparación a los del invierno. A su vez, en los sitios de muestreo localizados en sectores más cercanos a la cordillera, donde se produce una menor variación térmica estacional (Coronato et al., 2017), el OD fluctúa menos. En el lago Musters, durante la estación estival, el OD fue 5 mg L^{-1} y es un parámetro que debería continuar monitoreándose, ya que se encuentra cercano al límite inferior ($4,0 \text{ mg L}^{-1}$) que permite la vida de los salmónidos (EPA, 1986). La caída en los valores de OD en lagos de la Patagonia durante el verano también fue detectada por Baigun (2001), quien consideró que durante esa época los salmónidos tienden a refugiarse en las zonas más

profundas, frías y oxigenadas. En ríos de la Patagonia argentina no existen trabajos donde se hayan registrado cambios de esta magnitud en la concentración de OD entre el verano y el invierno. Sin embargo, esta disminución en la concentración de OD ha sido reportada en ríos de distintas partes del mundo (Riđanović et al., 2010; Wehmeyer y Wagner, 2011).

Los parámetros como Sal, CE, pH, SST, OD, así como el estado trófico del lago Fontana se corresponden con los valores definidos por Quirós y Drago (1999) para un típico lago andino patagónico. Estos son cuerpos de agua generalmente poco impactados por el hombre, oligotróficos a ultra-oligotróficos, profundos, con largos tiempos de residencia del agua, buena oxigenación, baja concentración de biomasa acuática (fitoplancton, zooplancton y peces), sólidos disueltos y en suspensión (Izaguirre et al., 1990; Quirós y Drago, 1999; Diaz et al., 2007). A lo largo del año las variables se mantienen relativamente estables a pesar de la gran variación de la temperatura del agua entre el invierno (4,0 °C) y el verano (10,6 °C). En ese sentido, la Cl_a aumenta levemente (0,3 $\mu\text{g L}^{-1}$) durante la estación estival; sin embargo, siempre se mantienen por debajo del límite superior de la ultraoligotrofia (< 1 $\mu\text{g L}^{-1}$; OCDE, 1982). En cuanto a los perfiles en profundidad, la CE presentó valores verticalmente homogéneos. En cambio, el pH y la temperatura del agua en el verano tuvieron una leve estratificación hasta los 5 m de profundidad. Quirós y Drago (1999) estiman que el 71 % de los lagos andinos patagónicos estratifican, por lo tanto, los resultados coinciden con estudios previos.

De acuerdo a las variables analizadas, el lago Musters presenta características típicas de un lago de la región extra-andina (Quirós y Drago, 1999). En comparación con los andinos, los extra-andinos tienen menor profundidad y tiempo de residencia del agua, son mesotróficos a eutróficos y contiene mayor concentración de biomasa y sólidos en suspensión y disueltos (Izaguirre et al., 1990; Quirós y Drago, 1999; Diaz et al., 2007). A lo largo del año, las variables analizadas fluctuaron más que en el lago Fontana asociado a su localización geográfica dentro de la cuenca y a la estacionalidad climática en ese sector. La temperatura del agua más cálida del verano (+12,0 °C), junto al aporte de nutrientes derivado de la máxima escorrentía durante la primavera, probablemente conllevan a que la Cl_a aumente 3 $\mu\text{g L}^{-1}$ durante la estación estival. En general, el lago es mesotrófico a excepción del invierno donde debido a las bajas temperaturas (4,5 °C) la Cl_a se corresponde con la de un ecosistema oligotrófico (< 2,5 $\mu\text{g L}^{-1}$; OCDE, 1982). En cuanto a los perfiles en profundidad, las variables analizadas en el lago Musters tuvieron valores verticalmente homogéneos. La escasa profundidad y la alta velocidad del viento serían las causantes de que este cuerpo de agua no estratifica (Quirós y Drago, 1985).

CONCLUSIÓN

En el presente capítulo se observó que la calidad del agua de los ríos y lagos de la cuenca del río Senguer varía espacial y estacionalmente, relacionado con las condiciones climáticas, litológicas y de cobertura y uso del suelo. La concentración de SST, CE y Sal aumenta a medida que el curso va a travesando los sectores más impactados por el hombre. Sin embargo, los valores de todas esas variables siempre se encuentran dentro de los límites esperados para el desarrollo de la vida acuática y el consumo humano. Los registros más elevados de SST se producen durante el invierno y la primavera probablemente debido a que las precipitaciones pluviales y la escorrentía superficial de esas estaciones favorecen el arrastre de material particulado. En cambio la CE y Sal aumentan durante los meses de otoño y verano, en los cuales las variables meteorológicas disminuyen la disponibilidad de agua y favorecen el aumento de la concentración de sales disueltas.

El pH levemente alcalino de los cuerpos de agua analizado se mantiene a lo largo del año en toda la cuenca. La variación estacional en todos los sitios de muestreo es aproximadamente de 1 unidad de pH y en ningún caso presenta valores que impidan el normal desarrollo de la biota acuática.

El OD en los ambientes estudiados está altamente relacionado con la temperatura del agua. Espacialmente el OD no muestra cambios significativos entre los distintos sitios de muestreo durante el otoño, invierno y primavera. Sin embargo, en el verano la concentración de OD disminuye desde la cuenca alta a la baja producto del marcado gradiente de temperatura del agua. En el lago Musters el OD durante la estación estival alcanza valores cercanos al límite inferior que permite la vida de los salmónidos, razón por la cual es una variable que debería continuar siendo monitoreada.

Las fluctuaciones estacionales de las distintas variables en los lagos Fontana y Musters permiten definirlos como típicos lagos andino y extra-andino respectivamente. Debido a su posición geográfica, al Musters le llegan los nutrientes de distintas partes de la cuenca y en especial del valle agrícola-ganadero localizado al S del mismo. Por otro lado, en el sector extra-andino durante el verano se alcanzan elevadas temperaturas. Ambas condiciones estarían favoreciendo el desarrollo del fitoplancton lo cual queda evidenciado en la concentración de Cl a que es 10 veces mayor que la del lago Fontana.

CAPÍTULO 6.

EVOLUCIÓN Y SITUACIÓN ACTUAL DEL MANEJO ANTRÓPICO DEL AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO SENGUER

INTRODUCCIÓN

El análisis de la dinámica de los recursos hídricos dentro de una cuenca hidrográfica permite a los organismos idóneos realizar un plan de manejo en función de necesidades específicas. Los recursos son modificados por el uso (consuntivo y no consuntivo) y las obras de infraestructura que el hombre realiza para su explotación. Dependiendo de si ese uso se hace en el marco de un plan de manejo o no, el efecto de la variabilidad natural que presenta el recurso puede ser eventualmente controlada o intensificada (UNEP, 2014). A su vez, la percepción que la sociedad tiene de la situación ambiental de la cuenca y los objetivos que se prioricen en las decisiones acerca del uso de los recursos, terminan definiendo las políticas de manejo y, en última instancia, su grado de conservación (Poff et al., 2003; Pahl-Wolst et al., 2008).

Comprender la variabilidad climática y su impacto sobre los recursos naturales de un sistema ecológico desde la visión de los actores sociales y tomadores de decisión es fundamental para determinar su dinámica (Leiserowitz, 2006). En el caso particular del manejo de cuencas hídricas, la incorporación de actores sociales en la investigación científica ha tenido un notorio desarrollo (Calheiros et al., 2000; Abers, 2007; Blackstock et al., 2015). Esto se debe a que, en función de su percepción, los actores sociales toman distintas decisiones en cuanto al manejo de los recursos, con el fin de adaptarse o mitigar los impactos de la variabilidad climática (Moser, 2006).

La mayor parte de Patagonia Argentina se caracteriza por ser semiárida. Dicha condición y junto a la variabilidad actual del clima impactan de manera crítica sobre la disponibilidad de los recursos hídricos para el aprovechamiento antrópico. A su vez la presión sobre el agua en la Patagonia aumenta debido a que determinadas zonas se están poblando en forma significativa como consecuencia de nuevos emprendimientos petroleros, mineros e industriales (INDEC 2001 y 2010). Estas actividades demandan un gran uso de recursos hídricos asociados a ríos y lagos.

En el presente capítulo se estudia la relación entre el impacto antrópico y la dinámica de los cuerpos de agua (lagos y ríos) en la cuenca del río Senguer, poniendo especial énfasis en la cuenca baja localmente conocida como “Bajo de Sarmiento” (Fig. 6.1). En el bajo, se localizan los lagos Musters y Colhué Huapí. Del primero se extrae agua para abastecer a aproximadamente 254.000 habitantes de los principales centros urbanos regionales. Como

se observó en los capítulos anteriores, la variabilidad climática impacta a los cuerpos de agua de área generando variaciones en el caudal del río Senguer y en el área de los lagos, en especial en el Colhué Huapí.

En este capítulo se plantean dos objetivos. Por un lado, reconocer los distintos tipos de usuarios de agua y su distribución a lo largo de la cuenca. Por el otro, analizar los factores que han llevado a situaciones críticas del recurso dentro de la cuenca (como la desecación del lago Colhué Huapí) a través del estudio de la dinámica evolutiva de los lagos y ríos en el “Bajo de Sarmiento” desde el asentamiento permanente del hombre.

La hipótesis de este capítulo plantea que si bien la variabilidad climática históricamente ha sido el principal factor que afecta a la dinámica de los cuerpos de agua en el “Bajo de Sarmiento”, en los últimos 120 años esos efectos se han acrecentado debido al desarrollo de diversas actividades humanas no reguladas y a la percepción en cuanto a la prioridad sobre el uso del recurso.

MATERIALES Y MÉTODOS

Para alcanzar una comprensión total de la dinámica de los recursos hídricos en la cuenca del río Senguer en los últimos 120 años se combinaron enfoques cualitativos y cuantitativos (Hernández Zampieri, 2003). Como estrategia metodológica para abordar el caso de estudio se utilizó los cortes temporales y el tema vertical derivados de la Geografía Histórica (Newcomb, 1984). La metodología del estudio de caso permite analizar las características holísticas del elemento a estudiar, identificar patrones generales y buscar similitudes con otras situaciones o casos (Yin, 2003). En el capítulo se analizó el impacto antrópico sobre los recursos hídricos de la cuenca del río Senguer y dentro de la misma se focalizó el análisis en los cuerpos de agua localizados dentro del “Bajo de Sarmiento”. Se realizaron cortes temporales en los que se aborda un mismo tema vertical de análisis (Newcomb, 1984). Los cortes temporales separan períodos particularmente importantes o en los que se cuenta con mucha información para tratar el tema de estudio. En este caso se realizaron tres cortes temporales bajo un enfoque espacio-temporal (Bustos Cara, 2002). El tema vertical es un objeto de estudio elegido por su influencia en los cambios ocurridos en el espacio o por su importancia en la investigación y en este caso fue el impacto antrópico sobre los recursos hídricos de la cuenca.

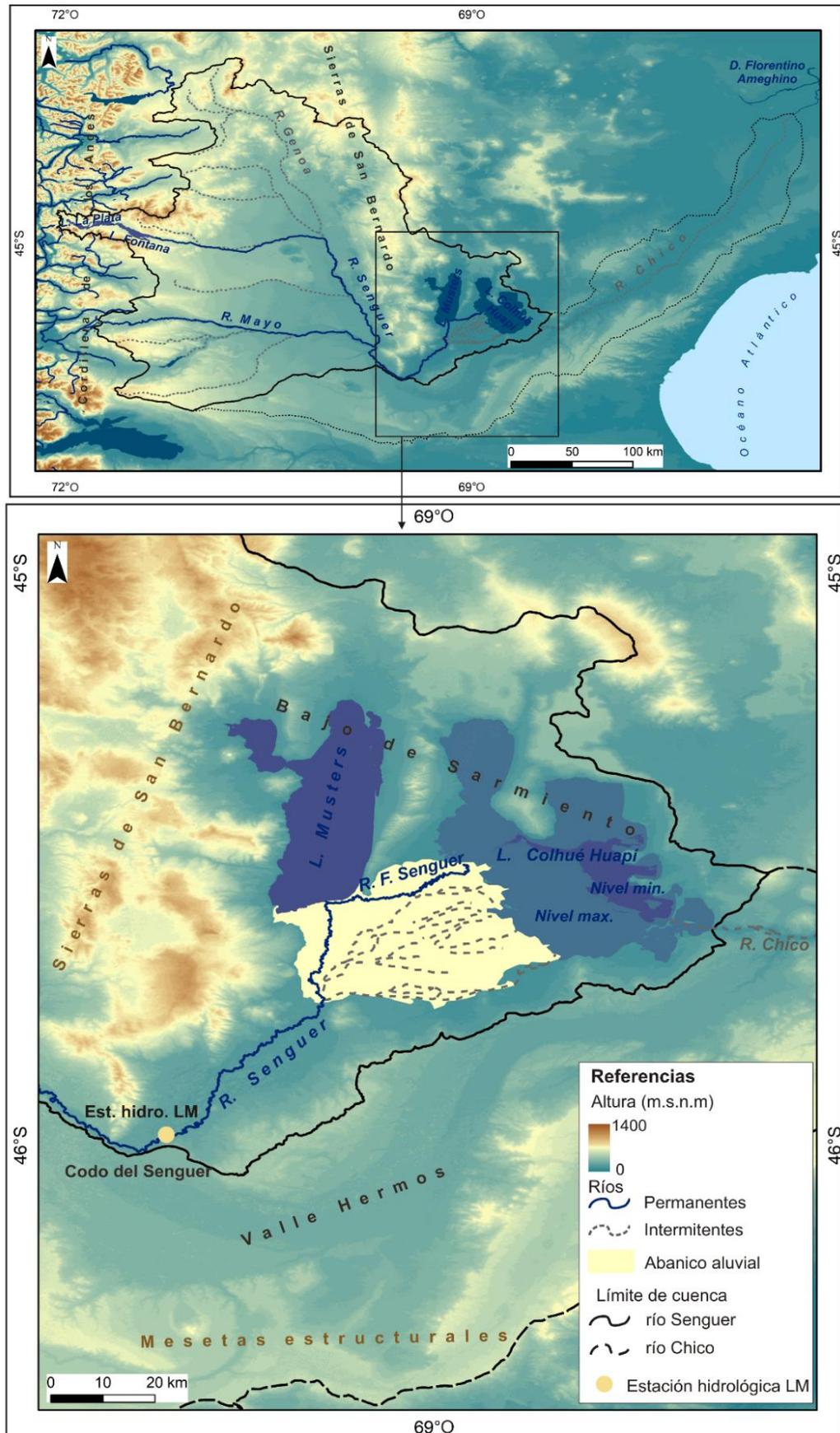


Figura 6.1. Localización del área de estudio

Para el análisis de las variaciones hidrogeomorfológicas de los lagos y la definición del régimen actual de los cauces de la cuenca del río Senguer se trabajó con imágenes satelitales Landsat-5, Landsat-7 y Landsat-8 multitemporales provistas por el U. S. Geological Survey (USGS, 2016), así como con el modelo digital de terreno Shuttle Radar Topography Mission (SRTM 30 x 30 m) (USGS, 2016). También se consultó la Hoja Geológica 4569-IV Escalante (Sciutto et al., 2008) a escala 1:250.000. El módulo, mínimo y máximo del caudal actual del río Senguer se obtuvo a partir de los datos proporcionados por la estación fluviométrica Los Molinos (LM) de la Subsecretaría de Recursos Hídricos (SSRH, 2014) de la Nación Argentina (serie de tiempo disponible 1986-2014). Dicha estación se localiza antes del ingreso del río al “Bajo de Sarmiento” en los 45° 59' 27" S - 69° 30' O (Fig. 6.1). El régimen de los cauces permanentes descriptos y representados en la bibliografía y en la cartografía histórica del “Bajo de Sarmiento” se comparó con sus regímenes actuales. Los datos fueron integrados en un sistema de información geográfica (ArcGis 10.2). Los resultados obtenidos se contrastaron con relevamientos en campo y fueron registrados a través de fotografías.

Para el análisis poblacional se contó con los datos del Censo de Población Nacional 2001 y 2010 del Instituto Nacional de Estadísticas y Censos (INDEC). Para el estudio de datos agro-pecuarios se contó con la información del Censo Nacional Agropecuario 1998 y 2008 del INDEC y con datos de la Dirección General de Estadística y Censo de la provincia de Chubut (<http://www.estadistica.chubut.gov.ar/sitio/inicio/economia>). Entre mayo de 2015 y mayo de 2016 se realizaron seis viajes de la región de estudio. Previamente en gabinete y durante los dos primeros viajes se recopiló información acerca de los procesos de ocupación del espacio, la evolución histórica del área y las principales problemáticas ambientales y sociales a la región.

También se logró identificar a los actores sociales claves y sus interrelaciones así como las actividades realizadas en el área de estudio. Durante las campañas, se realizaron entrevistas personales semi-estructuradas (Ander-Egg, 2012) a los actores sociales claves (Fig. 6.2) en forma individual y guiadas por un cuestionario (Anexo 1) que sirvió para obtener más precisión sobre las fechas de las construcciones de obras de infraestructura, eventos climáticos y nuevos puntos de conflicto que no habían sido abarcados en un primer momento. Esta información, contribuyó al ajuste de la propuesta evolutiva del recurso en el “Bajo de Sarmiento”. Algunas de las salidas al campo se realizaron junto a profesionales de la Agencia de Extensión Rural Sarmiento del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) y del Instituto Provincial del Agua de Chubut (IPA).



Figuras 6.2. Entrevista semiestructuradas a actores sociales clave

RESULTADOS

Localidades y actividades antrópicas en la cuenca del río Senguer.

La importancia estratégica y la complejidad del análisis en cuanto al aprovechamiento del recurso hídrico en la cuenca se basa en que los mismos son utilizado por localidades ubicadas dentro de la cuenca (Río Mayo, Alto Río Senguer, Gobernador Costa, Facundo, Aldea Belerio, Ricardo Rojas, Lago Blanco, Aldea Apeleg, José de San Martín y Colonia Sarmiento) y fuera de ella (Comodoro Rivadavia, Rada Tilly, Caleta Oliva) (Fig. 6.3). Es decir que el uso del recurso excede los límites hidrológicos físicos impuestos por la topografía. Las localidades mencionadas se encuentran en la provincia de Chubut, excepto Caleta Olivia que se localiza al NE de la provincia de Santa Cruz. La población total que utilizaba el agua para consumo era en el año 2010 de 254.552 personas, un 31 % más en comparación al año 2001 (Tabla 6.1) (INDEC, 2001 y 2010). Solo el 8 % de los usuarios viven dentro de la cuenca del río Senguer y de ese grupo el 54 % lo hace en la cuenca baja en la ciudad de Colonia Sarmiento. Del 92 % restante que vive fuera de los límites físicos de la cuenca el 74 % habitan en Comodoro Rivadavia.

El agua también es utilizada en actividades petroleras y agrícola-ganaderas en diversos sectores de la cuenca (Fig. 6.3). La ganadería ovina y bovina extensiva se centra en la cuenca alta y media. Mientras que la explotación petrolera se desarrolla en la cuenca media y baja y se concentra en la zona del “bajo de Sarmiento” (en las costas S, O y E del Colhué Huapí), en el N de Santa Cruz, y por fuera de la cuenca entre sus límite E y la ciudad de Comodoro Rivadavia. Al S de los lagos Musters y Colhué Huapí, se halla uno de los valles agrícola-ganadero más australes del mundo, donde se cultivan forrajes, frutales y hortalizas. Todos estos sistemas de producciones demandan un alto uso consuntivo del agua.

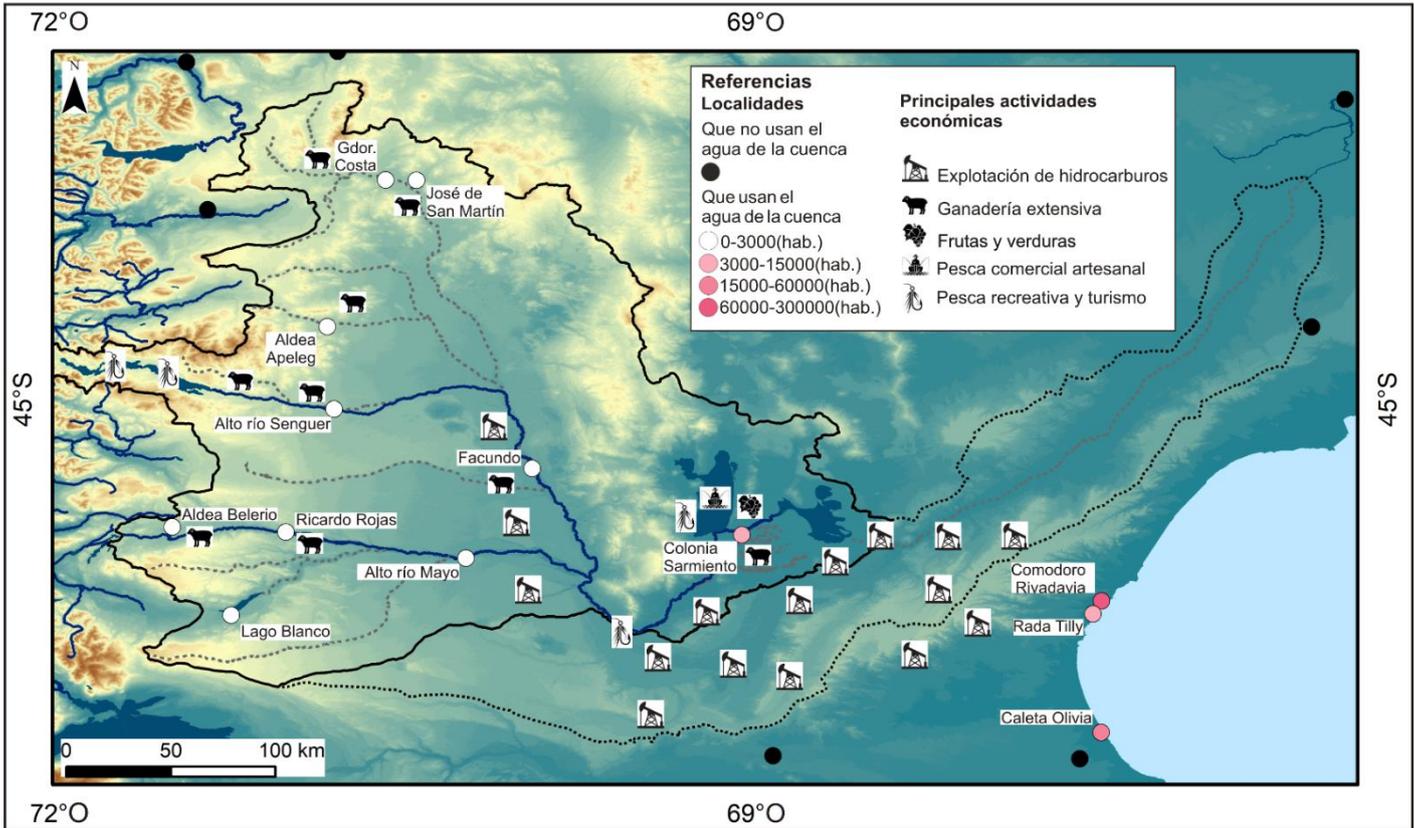


Figura 6.3. Localización de los centros urbanos y actividades productivas asociadas a los recursos hídricos de la cuenca del río Senguer.

Tabla 6.1. Población de las ciudades que extraen agua de la cuenca del Senguer.

Localidad	Provincia	Habitantes (INDEC, 2001)	Habitantes (INDEC, 2010)	Variación entre 2001 y 2010 en %
Río Mayo*	Chubut	2939	2791	-5
Aldea Belerio*	Chubut	270	258	-5
Ricardo Rojas*	Chubut	263	219	-17
Lago Blanco*	Chubut	234	194	-18
Aldea Apeleg*	Chubut	119	126	6
José de San Martín*	Chubut	1453	1612	11
Alto Río Senguer*	Chubut	1700	1570	-8
Colonia Sarmiento*	Chubut	8292	11124	34
Facundo	Chubut	151	185	23
Gobernador Costa	Chubut	2185	2374	9
Comodoro Rivadavia**	Chubut	135632	173226	28
Rada Tilly**	Chubut	6208	9100	47
Caleta Olivia**	Santa Cruz	36077	51773	44
Total		195523	254552	31
*Dentro de la cuenca		17606	20453	18
**Fuera de la cuenca		177917	234099	32

En lo referente a la producción ganadera, se observa que desde el año 1983 al 2016, tanto en la cuenca (Fig. 6.4A) como en el “Bajo de Sarmiento”, se ha producido un aumento en la producción de ganado bovino en detrimento de la producción de ovinos (Fig. 6.4B)

(Dirección General de Estadística y Censo de la provincia de Chubut, 2018). Además se destaca que desde el año 2011 más del 80 % de ambas producciones se realiza en el “Bajo de Sarmiento” (Fig. 6.4A y B).

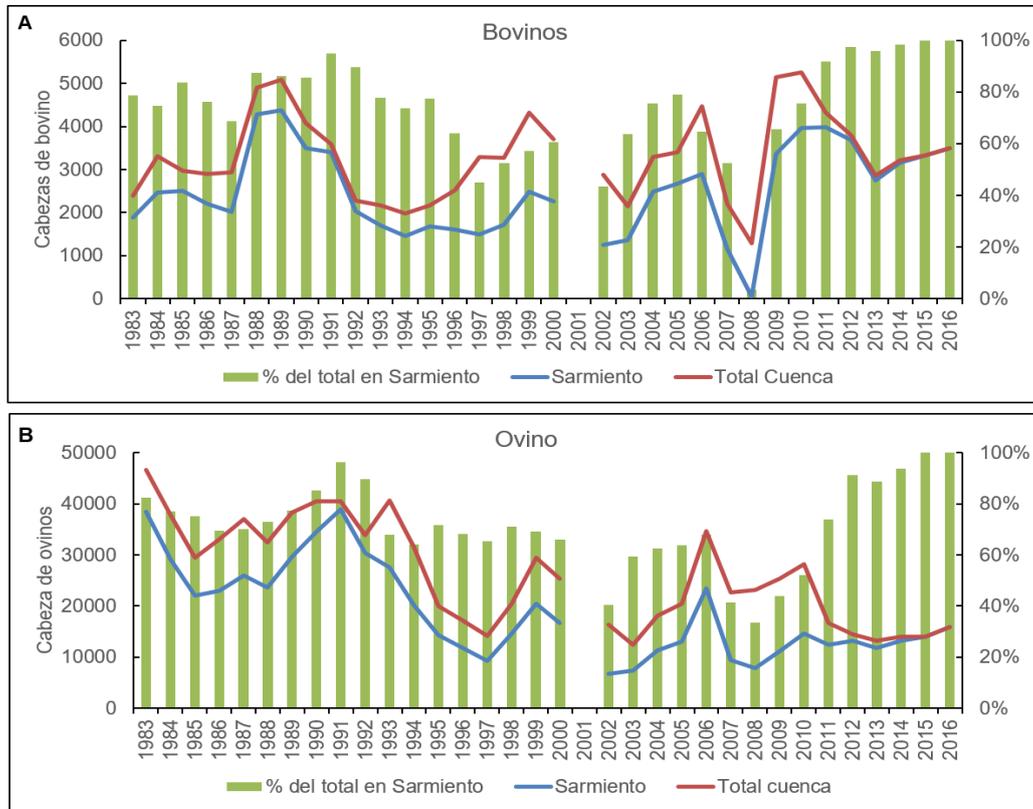


Figura 6.4. Cabezas de ganado Bovino (A) y Ovino (B) por año.

En cuanto a la producción agrícola, los últimos censos (INDEC 1998 y 2008) muestran que desde el año 1998 al 2008 se produjo una disminución de la superficie implantada tanto en la cuenca (Fig. 6.5A) como en el “Bajo de Sarmiento” (Fig. 6.5B). Sin embargo la superficie de cultivos perennes (en su mayoría frutales) ha aumentado (Fig. 6.5A y B). A pesar de ocupar una pequeña parte del total de superficie implantada, estos cultivos tienen un gran impacto en la hidrología local debido a su alto requerimiento de agua. En el año 2008 el 100 % de estas producciones, se realizaban en el “Bajo de Sarmiento” (Fig. 6.5A) esto probablemente se asocia a que en ese sector de la cuenca se encuentra desarrollado un complejo sistema de canales de riego.

A su vez, otras actividades relevantes no consuntivas del recurso hídrico son la pesca deportiva y comercial artesanal (el lago Musters es uno de los pocos en el país donde se permite la pesca comercial) y el turismo. Finalmente cabe destacar que la localidad de Colonia Sarmiento tiene la marca territorial de “Ciudad de los Lagos” (Fig. 6.6).

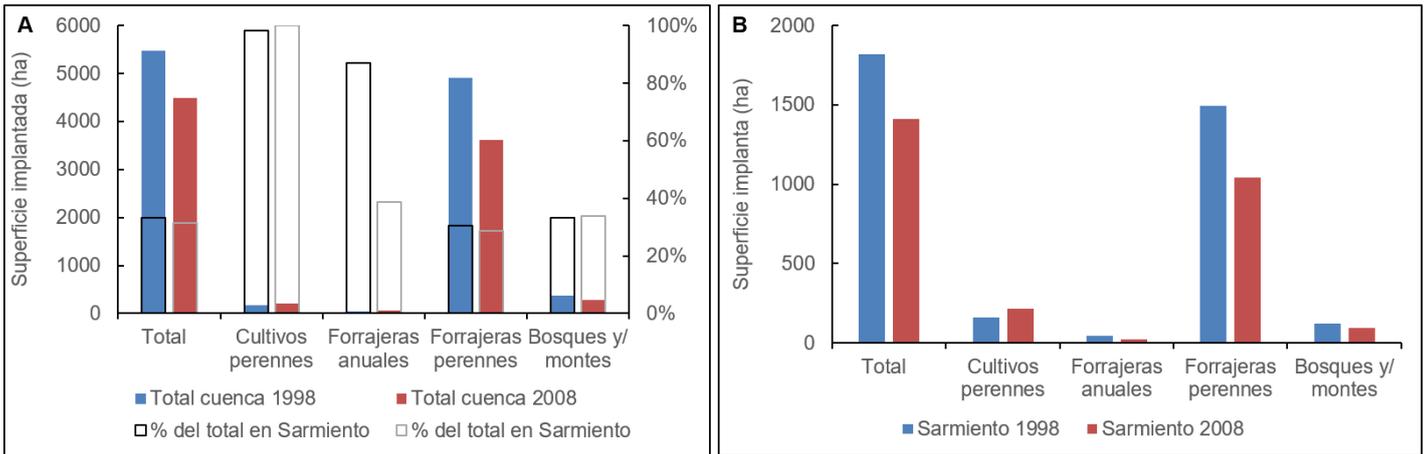


Figura 6.5. (A) Superficie implantada en toda la cuenca y porcentaje de cultivos que se produce en el “Bajo de Sarmiento”; **(B)** Superficie implantada en el “Bajo de Sarmiento”.



Figura 6.6. Recorte periodístico del 21 de junio de 2017 del Portal de noticias de la ciudad de Rada Tilly “El Observador del Sur”. <http://elobservadordelur.com/2017/06/21/sarmiento-festejos-120-aniversario-la-ciudad-los-lagos/>

Historia regional: Esquema evolutivo de los recursos hídricos en el “Bajo de Sarmiento” desde el establecimiento permanente del hombre.

A continuación se propone un esquema evolutivo de los recursos hídricos del “Bajo de Sarmiento” desde el asentamiento permanente del hombre hasta la actualidad (Fig. 6.7). Los cortes temporales de la evolución se caracterizan por presentar cambios en la hidrogeomorfología del área derivados del impacto antrópico. En la tabla 6.2 se encuentra resumido el modo en que quedó conformado el sistema hidrológico en cada uno de estos períodos, cuáles fueron las condiciones climáticas imperantes en la zona, los impactos antrópicos y los mayores cambios hidrogeomorfológicos desarrollados.

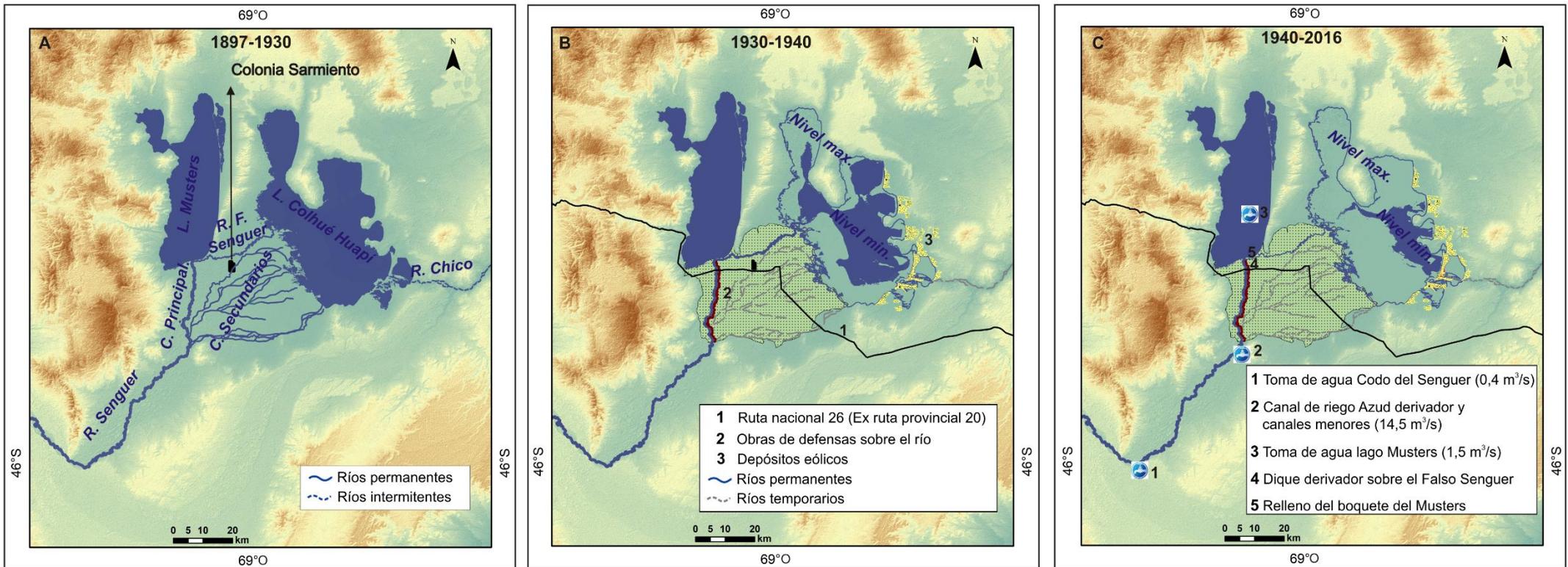


Figura 6.7. Esquema evolutivo de los cuerpos de aguas en el “Bajo de Sarmiento”; **(A)** Sistema exorreico río Senguer - abanico Aluvial - lago Musters/lago Colhué Huapí - río Chico de (1897 - 1930); **(B)** Sistema endorreico río Senguer - lago Musters/Falso Senguer - lago Colhué Huapí (1930 - 1940); **(C)** Sistema endorreico río Senguer - lago Musters (2016).

Tabla 6.2. Resumen de la conformación del sistema en los períodos de tiempo estudiados, condiciones climáticas imperantes en la zona, impactos antrópicos y cambios hidrogeomorfológicos desarrollados.

Período	1897 - 1930	1930 - 1940	1940 - 2016
Condiciones climáticas	<ul style="list-style-type: none"> Variabilidad de los recursos hídricos asociada al efecto del AAO y el ENOS 		
Actividad antrópica	<ul style="list-style-type: none"> Presencia de pueblos originarios Fundación de Colonia Pastoril Sarmiento (1897) 	<ul style="list-style-type: none"> Obras de defensas (1930) Construcción de ruta nacional n°26 (1930) 	<ul style="list-style-type: none"> Intensificación en el uso consuntivo del agua Relleno del “Boquete del Musters” (2001) Dique derivador sobre el nacimiento del Falso Senguer (2012)
Características hidrológicas	<ul style="list-style-type: none"> Variación natural del agua en el “Bajo de Sarmiento”. En el río Chico se alternaban años de gran caudal y años de sequía 	<ul style="list-style-type: none"> Desecamiento de cauces secundarios que desaguaban en el Colhué Huapí. Su único tributario es el “Falso Senguer” Removilización de material del fondo del lago y generación de médanos que obturan el nacimiento del río Chico Desecamiento del río Chico La cuenca pasa de exorreica a endorreica 	<ul style="list-style-type: none"> El “Falso Senguer” pasa a ser intermitente Reducción crítica del área del Colhué Huapí (2016)
Sistema final	<ul style="list-style-type: none"> río Senguer- abanico aluvial - lago Musters / lago Colhué Huapí - río Chico (exorreico). 	<ul style="list-style-type: none"> río Senguer - lago Musters / Falso Senguer - lago Colhué Huapí (endorreico). 	<ul style="list-style-type: none"> río Senguer - lago Musters (endorreico).

1897-1930: Río Senguer – lago Musters/Falso Senguer – lago Colhué Huapí - río Chico (exorreico).

Las dataciones más antiguas de población humana prehistóricas en la región se remontan a 9.000 años AP (grupos de cazadores-recolectores) (Aguado, 2006). En tiempos históricos (1810) la cuenca del río Senguer fue territorio de pueblos originarios (Tehuelches y Mapuches), hasta la llegada de los colonos (Aguado, 2006). Entre 1883 y 1884 tropas argentinas atacaron y vencieron a los pueblos originarios. Para 1895 el Club Social de Gaiman solicita al Gobierno Nacional la fundación de una colonia al sur de los lagos Musters y Colhué Huapí y el 21 de junio de 1897 el presidente de la Nación José Evaristo Uriburu firma el decreto ley 12.161 el cual deja establecida la fundación de la denominada Colonia Pastoril Sarmiento, compuesta por 17 colectividades de distintos orígenes (Gobierno Municipal de Sarmiento, 2018). En 1916 la totalidad de los habitantes estaban establecidos adoptando la forma de vida de la sociedad nacional (Aguado, 2006).

Como se explicó en el capítulo 2, para 1900, en el “Bajo de Sarmiento” el sistema hidrológico estaba conformado por el río Senguer que alcanzaba una zona de menor pendiente en la cual cambiaba su patrón de drenaje a distributivo. El canal principal desembocaba en el lago Musters y una red de canales secundarios aportaban agua al lago Colhué Huapí (González Díaz y Di Tommaso, 2014). Dependiendo de la variabilidad climática, en años húmedos, en el extremo SO del Colhué Huapí nacía el río Chico que se dirigía hacia el NO al río Chubut (Coronato, 2003) y la cuenca presentaba entonces condición exorreica (Fig. 6.7A).

La variabilidad hidrológica del sistema en esta etapa se puede observar en una serie de relatos de viajeros y exploradores entre los años 1883 y 1927 recopilados por Coronato (2003). En esos documentos se menciona reiteradas veces que el río Chico en determinados años presentaba un gran caudal. Así mismo, algunos mapas de la región hasta la década de 1920 cartografiaban a dicho cauce como de régimen permanente (Fig. 6.8) (Lefrancois y Porri, 1928).



Figura 6.8. Recorte del “Plano del territorio nacional de Chubut” Lefrancois y Porri (1928).

1930 - 1940: Río Senguer - lago Musters/Falso Senguer - lago Colhué Huapí

A mediados de 1930 se construyó la actual ruta Nacional N°26 (antigua ruta Provincial N°20) que une la ciudad de Colonia Sarmiento con Comodoro Rivadavia. En sentido NO - SE, la construcción atraviesa el abanico aluvial del río Senguer sobre los antiguos cursos secundarios, tributarios del Colhué Huapí. La ruta posee un alcantarillado deficiente, de modo que obstaculiza el escurrimiento superficial generando una serie de mallines aguas arriba de las mismas y provocando la desconexión de los cauces con el lago Colhué Huapí (Fig. 6.9B1 y B2). A su vez, en la década de 1930 se produce una serie de crecidas del río Senguer que inundaron Colonia Sarmiento. Para mitigar las crecidas se construyeron defensas sobre el abanico aluvial concentrando todo el caudal que se distribuía por los canales secundarios del cono hacia el canal principal y, consecuentemente, reduciendo el caudal aportado al lago Colhué Huapí (Fig. 6.9C). El único canal secundario que permaneció activo aportando agua al lago Colhué Huapí diverge hacia el E del cauce principal cincuenta metros antes de su desembocadura en el lago Musters, y se lo denomina “Falso Senguer”.

La merma en la llegada de agua al Colhué Huapí produjo que, en épocas de sequía, la superficie del lago se reduzca y que el sedimento de fondo quede disponible para la erosión eólica. Favorecido por los vientos predominantes, la acumulación hacia el E de los depósitos eólicos terminó por obstaculizar la conexión del lago Colhué Huapí y el río Chico al colmatarse el nacimiento de este último (Fig. 6.9D). Se estima, que las bajantes significativas del río Chico comenzaron en la década de 1930, cuando se generaron 5 km de médanos que obstruyeron el flujo desde el Colhué Huapí hacia el curso fluvial y que para la década de 1940 los dos cuerpos de agua se hallaban desconectados (Coronato y Del Valle, 1988; Tejedo, 2003). Así quedó conformado el sistema río Senguer - lago Musters/Falso Senguer - lago Colhué Huapí, por primera vez de condición endorreica permanente (Fig. 6.7B).

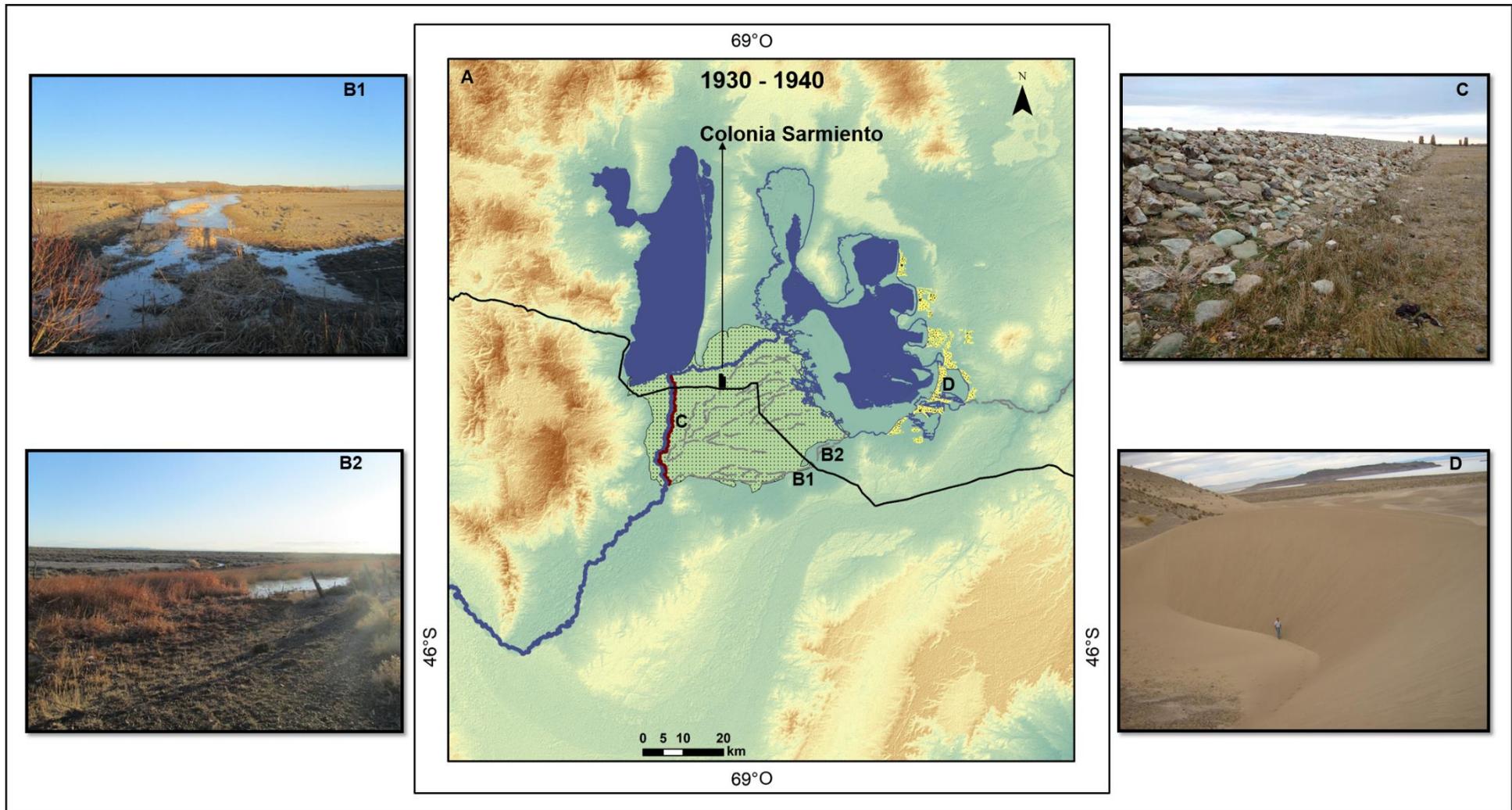


Figura 6.9. (A) (1930 - 1940) Río Senguer - lago Musters / Falso Senguer - lago Colhué Huapí; (B1) Curso natural al O de la Ruta n°26 con agua; (B2) Mismo curso natural al E de la Ruta n° 26 seco; (C) Defensas sobre la margen E del río Senguer; (D) Médanos que colmatan la salida de agua hacia el río Chico.

1940-2016: Río Senguer - lago Musters

El módulo actual del río Senguer, previo al abanico aluvial, es de 50,7 m³/s y el caudal medio anual fluctúa entre 30 y 80 m³/s, de acuerdo con los datos de la estación hidrológica Los Molinos (SSRH, 2014). Dichas variaciones están asociadas con los fenómenos climáticos Oscilación Antártica (AAO) y El Niño - Oscilación del Sur (ENOS) (Compagnucci y Araneo, 2007; Scordo et al., 2018b). El caudal aumenta (disminuye) luego de ser precedido por años de eventos AAO o ENOS negativos (positivos). Como se observó en el capítulo 4, la descarga del río Senguer es la variable que más se correlaciona con las fluctuaciones en el área de los lagos Musters y Colhué Huapí.

Actualmente, el recurso hídrico de la cuenca del río Senguer se usa intensivamente (Fig. 6.10A). En la cuenca alta y media se extrae agua para la inundación de terrenos y creación de mallines que sirven de alimento al ganado. No hay organismo que controle de manera regular la toma de agua ni hay mediciones concretas del caudal que se extrae. A partir de las entrevistas con agentes del IPA se conoció que estimativamente: entre los distintos sistemas productivos y el agua para consumo humano, aguas arriba de la cuenca (en las localidades de Río Mayo, Alto Río Senguer, Gobernador Costa y Facundo) se extraen aproximadamente 2 m³/s de los distintos cursos fluviales. En la zona del “Codo del Senguer” se extrae agua para las empresas petroleras ubicadas al N de la provincia de Santa Cruz (0,4 m³/s) (Fig. 6.10B). En el año 1985 se construyó un canal matriz de riego para el “Bajo de Sarmiento” (Azud derivador), el cual en época de riego (septiembre - febrero) extrae 11 m³/s de agua (Fig. 6.10C). Otros tres antiguos canales de riego toman agua río abajo (1 m³/s c/u). Al igual que en la cuenca alta y media, en este sector la modalidad de riego es por inundación. Del lago Musters se extrae 1,5 m³/s de agua para abastecer a los habitantes de Colonia Sarmiento, Comodoro Rivadavia, Caleta Oliva y Rada Tilly, y para el uso de las empresas petroleras de la provincia del Chubut (Fig. 6.10D). Sobre el río Falso Senguer se ha realizado una toma de agua para riego de 0,5 m³/s. Si bien 14,5 m³/s de agua es destinada a riego en el “Bajo de Sarmiento”, las obras de canales de retorno que deberían llevar el excedente hacia el Colhué Huapí o al Falso Senguer se encuentran mayormente inoperables. En total en la cuenca se hace una extracción aproximada de 18,4 m³/s de agua y el 85 % de la misma es destinada para el riego por inundación con fines agrícola-ganadero.

A su vez, dos obras de infraestructura se han llevado a cabo con el fin de concentrar el agua hacia el lago “Musters” evitando que disminuya su nivel en las épocas de sequía intensa y se comprometa la toma de agua para consumo humano. Las obras son: el “dique derivador” sobre el “Falso Senguer” (2012), que impide que el agua llegue al “Falso Senguer” desde el río Senguer en años en que este último tiene poco caudal (Fig. 6.10E); y el “Relleno del Boquete del Musters” (2001) (Fig. 6.10F). El “boquete” era un sector en el S del lago por el

cual el agua fluía desde el lago Musters hacia el “Falso Senguer” al disminuir el nivel del agua del río.

La conjunción de períodos de condiciones hídricas desfavorables (caudal del río Senguer de 30 m³/s), el uso consuntivo del agua en el “Bajo de Sarmiento” (16 m³/s) y las obras de infraestructura que concentran el agua del río Senguer hacia el Musters provocaron cambios significativos sobre el río “Falso Senguer” y el lago “Colhué Huapí”. El primero durante años de bajo caudal del río Senguer no recibe aportes durante los meses de abril y mayo, siendo su curso alimentado sólo por infiltración y los escasos canales de retorno de riego que se encuentran operativos. Por otro lado, el lago Colhué Huapí presenta desde el 2007, 9 años de retroceso de su superficie y en enero del 2016 la misma era de 270 km² y su profundidad de 30 cm. Esto ha llevado a que durante ciertos momentos del año el sistema quede conformado solo como río Senguer - lago Musters (Fig. 6.7C).

Un claro ejemplo de la retracción que ha sufrido el Colhué Huapí en los últimos años es el hallazgo en el 2016 de un avión enterrado en sus sedimentos que se había estrellado sobre la superficie del lago en el año 1964. Los cuerpos de los tripulantes fueron hallados en 1964, pero nunca se había encontrado el avión hundido (Fig. 6.10G). La ausencia de agua durante esos 9 años posibilitó la erosión de los sedimentos que cubrían a la aeronave.

La preocupación por ver comprometida el abastecimiento de agua de 254.000 habitantes, junto a la gran diversidad de actividades productivas que dependen del recurso en el área, llevó a que durante el año 2016 se reactiven las reuniones del comité de cuenca del río Senguer, el cual se encuentra conformado desde el año 2006 y cuyas atribuciones y obligaciones son:

[...el cumplimiento de las funciones y atribuciones establecidos por la Ley XVII N° 74 Digesto Jurídico Provincial, el Código de Aguas Ley XVII N° 53 del Digesto Jurídico y particularmente, la unidad de gestión, el tratamiento integral, economía del agua, desconcentración, descentralización, coordinación, eficacia y participación de los usuarios; respetando la unidad de la cuenca hidrográfica, de los sistemas hidráulicos y del ciclo hidrológico, compatibilizando la gestión pública del agua con la ordenación del territorio, la conservación y sustentabilidad del recurso, y protección del medio ambiente.]
(<http://institutodelagua.chubut.gov.ar/documentos/estatuto-comite-de-%20cuenca/9/estatuto-para-el-comite-de-cuenca-de-rio-senguer>).

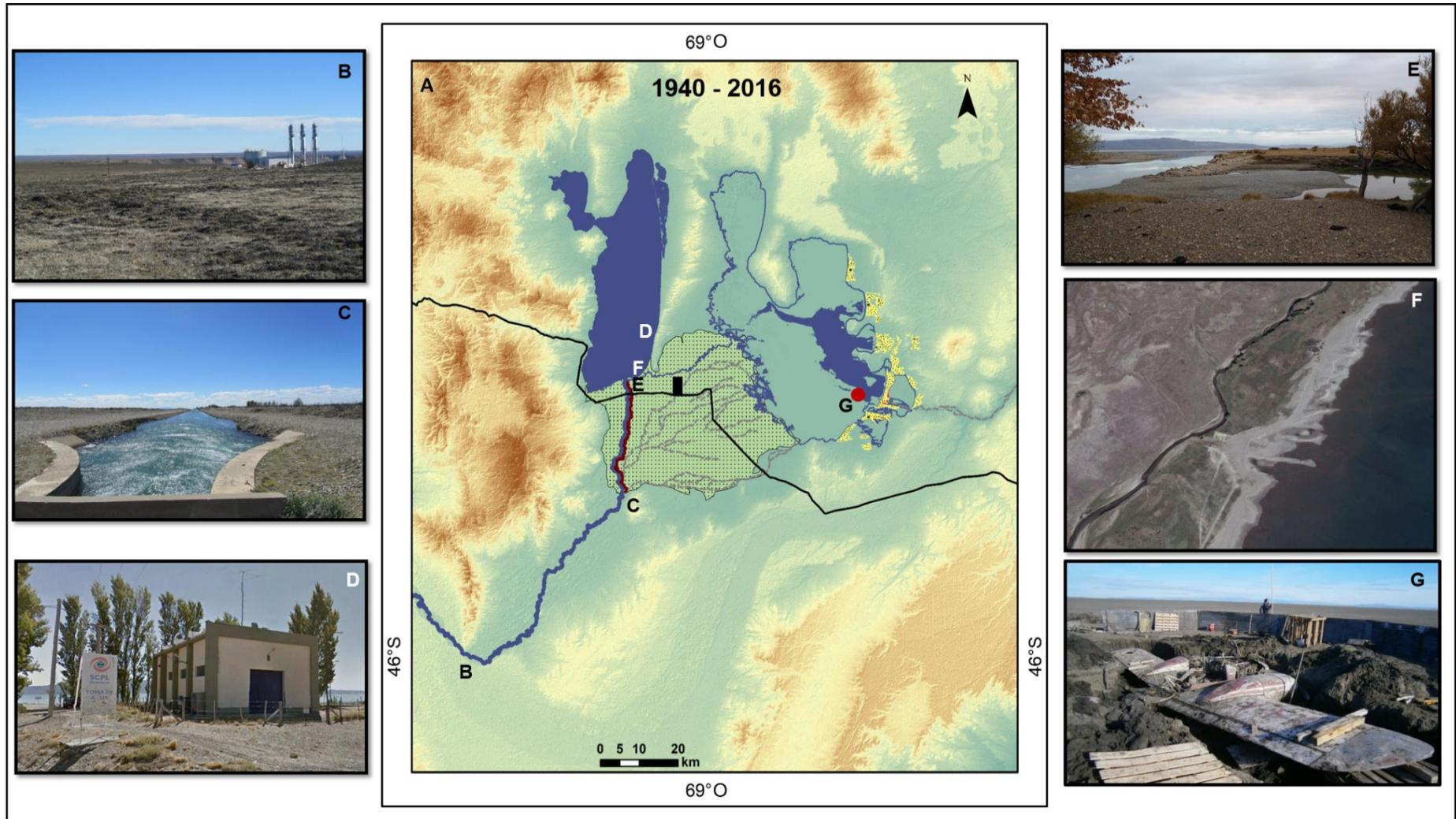


Figura 6.10. (A) (1940-2016) - Río Senguer - lago Musters; **(B)** Toma de agua en el “Codo del Senguer” ($0,4 \text{ m}^3/\text{s}$); **(C)** Azud derivador canal de riego (junto a otras tres tomas menores de riego extraen $14,5 \text{ m}^3/\text{s}$); **(D)** Toma de agua lago Musters (extrae $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$); **(E)** Dique derivador sobre el río Falso Senguer (realizado en 2012); **(F)** Relleno del “Boquete del lago Musters” (2001); **(G)** Avión hallado en el año 2016 enterrado en el sedimento del terreno antes ocupado por el lago Colhué Huapí.

Los participantes del comité de cuenca son:

Acción Privada:

- Un representante por cada uno de los grupos de usuarios o permisionarios electo entre todas las entidades que se presenten:
 - Sociedades rurales.
 - Consejos de regantes
 - Sociedad cooperativa
 - Empresas petroleras e industriales

Acción Pública:

- Nacional:
 - Un representante de las entidades universitarias o de investigación oficial.
- Provincial:
 - Dos Representantes designados por el poder ejecutivo provincial
- Municipal:
 - Un representante designado por el poder ejecutivo de cada municipio o comuna usuario del recurso y un representante del concejo deliberante de cada una de ellas
 - Dentro de la Cuenca
 - Municipalidad de Alto río Senguer
 - Municipalidad de José de San Martín
 - Municipalidad de Gobernador Costa
 - Municipalidad de Colonia Sarmiento
 - Municipalidad de Río Mayo
 - Fuera de la Cuenca:
 - Municipalidad Comodoro Rivadavia
 - Municipalidad Rada Tilly

El agente de desarrollo y moderador del comité es el Instituto Provincial del Agua de Chubut (IPA). El cual es un ente autárquico, territorializado (en la provincia de Chubut), con posibilidades de ejercer acciones territoriales concretas como el control y la penalización por el uso indebido del recurso. La política de uso del agua está mayormente ligada a las decisiones del comité, especialmente a las regulaciones que impone el IPA. Como se observa en la composición del comité no existe representación para grupos de acción colectiva como lo son los “Autoconvocados por el agua del río Senguer”.

Durante el trabajo de campo y las entrevistas con distintos actores sociales y tomadores de decisión se identificó que el comité, a pesar de tener pautadas dos reuniones

anuales en su estatuto, no ha tenido un funcionamiento continuo sino que su actividad se ha visto impulsada frente al acontecimiento de eventos hídricos críticos. Con lo cual, las actividades que se fomentan desde el mismo están destinadas a la contención de los efectos negativos de eventos puntuales y no al desarrollo de un plan de manejo hídrico integral de la cuenca. A su vez al entrevistar a los miembros del comité de cuenca se encontró que consideran prioritario mantener al lago Musters con agua y el riego en el “Bajo de Sarmiento, así sea en detrimento del espejo de agua del Colhué Huapí”.

Resumiendo, si bien el comité de cuenca del río Senguer tiene la institucionalización, no tiene la estructura que permite desarrollar un proceso de gobernanza territorial (Natera, 2004; Bustos Cara, 2009) del recurso hídrico. A la falta de representación de la esfera de acción colectiva y el actual accionar del comité, inconstante y principalmente asociado a las decisiones del IPA (institución a la cual se le hace imposible controlar y regular el uso del agua debido a falta de personal e infraestructura), se le suma la complejidad espacial del terreno (grandes distancias y difícil accesibilidad) y las decisiones estratégicas de sus miembros (mantener el nivel de agua del lago Musters y el riego en el “Bajo de Sarmiento”). Todos esos factores impiden la prevención de situaciones críticas como la desecación del lago Colhué Huapí en el año 2016.

DISCUSIÓN

Del total de agua que se extrae de los ríos y lagos de la cuenca del río Senguer aproximadamente el 80 % es destinado para el riego por inundación con fines agrícola-ganadero en el “Bajo de Sarmiento”. En ese sector se produce más del 80 % del ganado ovino y bovino de la cuenca y el 100% de los cultivos de frutales que demandan grandes cantidades de agua. A su vez, en el “Bajo de Sarmiento” se encuentran los dos mayores lagos (Musters y Colhué Huapí) de la Patagonia extra-andina argentina. Razón por la cual la localidad de Colonia Sarmiento localizada en el área cuenta con la marca territorial “Ciudad de los Lagos”.

Las variaciones climáticas han sido elementos claves en la dinámica hídrica del “Bajo de Sarmiento” (Scordo et al., 2017a). Las presentes condiciones de aridez y la retracción del área de los lagos allí localizados tienen un origen antiguo y natural como se observó en el capítulo 3. Dataciones de radiocarbono permitieron inferir que para finales del Holoceno Medio (6000 - 4000 años AP) el nivel de agua se encontraba 30 m sobre la superficie actual del lago Musters (Moreno et al., 2016) y que el área cubierta por el lago Colhué Huapí fluctuó significativamente durante los últimos 1750 años (Fabiani et al., 2014). Más reciente, diversos relatos de viajeros entre los años 1880 a 1927 hacen referencias a

las importantes fluctuaciones en el caudal de los ríos Senguer y Chico y del área del lago Colhué Huapí (Coronato, 2003).

Sin embargo, los impactos de esas variaciones se han incrementado en los últimos 120 años a partir del asentamiento permanente del hombre en el área (en especial desde 1930). Las obras de infraestructura sobre la margen E del río Senguer para evitar las inundaciones de Colonia Sarmiento y la construcción de la ruta nacional N°26 (década de 1930) redujeron el aporte de agua hacia el lago Colhué Huapí disminuyendo el tamaño que el mismo alcanzaba en los períodos de mayor escasez de agua. Como consecuencia, propiciado por los fuertes vientos predominantes del O, el material fino del fondo del lago fue erosionado y se generaron depósitos eólicos de 5 km de extensión en el desagüe del lago Colhué Huapí hacia el río Chico (Coronato y del Valle, 1988, Tejedo, 2003). Así se estima que para la década de 1940 se generó el primer gran cambio en la cuenca en el cual la actividad humana es una componente determinante. El sistema pasó de tener un régimen exorreico a uno endorreico de forma permanente. Un fragmento del libro de William Huges (1927) citado por Coronato (2003), evidencia que el lago Colhué Huapí desaguaba hacia el río Chico durante la década de 1920: *“...Cuando llegan los años lluviosos, las aguas del lago se acumulan [...] hasta que el banco cede bajo la presión y las aguas corren en rápido torrente por el río Chico hasta el Chubut.”*

Estudios actuales muestran que las variaciones climáticas producen fluctuaciones en el caudal del río Senguer generando cambios en el nivel de los lagos Musters y Colhué Huapí, y especialmente, en el área de este último por ser un lago somero (Llanos et al., 2016; Scordo et al., 2017b y 2018b). Por otro lado, se estima que el uso consuntivo (riego, empresas petroleras y consumo humano) de agua en la cuenca es de 18,5 m³/s. A su vez, se han realizado nuevas obras de infraestructura relleno del “boquete del Musters” (2001) y “Dique derivador sobre el Falso Senguer” (2012) con el fin de mantener un nivel de agua constante en el lago Musters. La conjunción de la variabilidad natural, el aumento de la extracción de agua y las nuevas obras de infraestructura han afectado el caudal del río “Falso Senguer” y al lago Colhué Huapí. En períodos de escasez severa del recurso hídrico como el que ocurrió entre el año 2007 y 2016, el “Falso Senguer” presenta un régimen intermitente y el lago Colhué Huapí una reducción en su superficie (30 % de su máxima extensión).

La sequía del lago trae problemas productivos a las 17 estancias que se encuentran establecidas alrededor del lago. A su vez, en las localidades de Comodoro Rivadavia y Rada Tilly, localizadas en la costa E del continente, se producen problemas de salud respiratoria debido a que el material del sustrato lacustre se encuentra disponible a ser transportado por el viento (Fig. 6.11). Por otro lado, se genera procesos de desertificación con la consecuente pérdida de servicios ecológicos como la biodiversidad de flora y fauna.

Así mismo, un proceso similar de sequía del lago Colhué Huapí en el año 2001 llevó a la relocalización de pescadores comerciales artesanales hacia el lago Musters y produjo pérdida del turismo en la región (Tejedo, 2003).



Figura 6.11. Recorte periodístico del 19 de mayo de 2015 del Portal de noticias de la ciudad de Comodoro Rivadavia "El Patagónico". <https://www.elpatagonico.com/comodoro-quedara-cubierta-arena-suspension-cuando-haya-viento-n780131>

Si bien la variabilidad climática y el efecto antrópico tienen un gran impacto sobre los recursos de la cuenca, la implementación de políticas de manejo podría asegurar un caudal mínimo constante en el río Falso Senguer y en el lago Colhué Huapí. Sin embargo, no se han originado políticas concretas orientadas a dichos objetivos. Por lo contrario, las obras realizadas en las últimas décadas ("relleno del boquete del Musters" y "Dique derivador sobre el Falso Senguer") buscan concentrar el agua en el lago Musters.

A pesar que la cuenca del río Senguer cuenta con un comité institucionalizado desde el año 2006 que le permitiría hacer un uso sustentable del recurso hídrico bajo el marco de la gobernanza territorial, no ha logrado evitar la crisis hídrica de la cuenca y la retracción del lago Colhué Huapí en el año 2016. Esto se debe a cuatro motivos principales. La gran extensión de la cuenca y la dificultad de acceder a ciertos lugares para controlar el uso clandestino del agua (Fig. 6.12). La falta de representación de la esfera de acción colectiva dentro del comité. El inconstante accionar del comité en el cual, a su vez, las principales decisiones, poder controlador y regulatorio recaen sobre el IPA (institución que cuenta con una cantidad restringida de personal e infraestructura). Y por último, como se observó en las entrevistas, el hecho de que para los tomadores de decisión clave de la cuenca, el mantener un flujo de agua constante hacia el lago Colhué Huapí no resulta de

interés prioritario como sí lo es asegurar el nivel del lago Musters. La mayoría de los miembros del comité de cuenca consideran que la prioridad de uso del recurso hídrico es el consumo humano y la producción agrícola-ganadera. Ambas actividades se desarrollan en mayor medida antes de que el agua alcance al Colhué Huapí.

En el río Senguer hay más de 500 tomas ilegales de agua

De las 600 tomas que existen en el Senguer, sólo 60 están autorizadas, y el 78% del agua del río se desvía hacia establecimientos ganaderos. Este es uno de los datos centrales que ayer, ante el requerimiento de los diputados provinciales de UCR-Cambiamos entregó el titular del Instituto Provincial del Agua, Gerardo Bulacios. A la vez, aseguró que la zona sur no tendrá inconvenientes con el consumo de agua en el verano. El lunes se realiza la reunión del Comité de Cuenca en Comodoro Rivadavia.

Figura 6.12. Recorte periodístico del 21 de septiembre de 2016 del Portal de noticias de la ciudad de Comodoro Rivadavia “El Patagónico”. <https://www.elpatagonico.com/en-el-rio-senguer-hay-mas-500-tomas-ilegales-agua-n1510924>

El desarrollo endógeno de la cuenca del río Senguer a partir de peligrar la marca territorial de la ciudad de Colonia Sarmiento “Ciudad de los lagos”.

A pesar que la prioridad en el manejo del recurso hídrico en la cuenca no es el lago Colhué Huapí, al ponerse en peligro la marca territorial de la ciudad de Colonia Sarmiento (“Ciudad de los Lagos”) por la desecación del cuerpo de agua mencionado en el año 2016, parte de la sociedad y algunos tomadores de decisión se movilizaron para atraer la atención del gobierno provincial de Chubut (Fig. 6.13). La preocupación por ver comprometido el abastecimiento de agua de 254.000 habitantes (Fig. 6.14), junto a la gran diversidad de actividades productivas que se desarrollan en área, llevo a que diez años luego de la creación del comité de cuenca del río Senguer se reactiven sus reuniones y actividades.

Vecinos de Sarmiento se autoconvocaron por la sequía de los lagos en la cuenca del Senguer

Hoy a las 14 los vecinos de Sarmiento se reunirán en el microcine de esa ciudad por la problemática que afecta al lago Colhué Huapí, el cual desde 1972 a la fecha perdió el 74% de su superficie. La situación es preocupante, teniendo en cuenta el avance de la erosión en la zona y la sequía que también afecta al lago Musters, el cual provee de agua a cuatro ciudades.

Figura 6.13. Recorte periodístico del 10 de mayo de 2016 del Portal de noticias de la ciudad de Comodoro Rivadavia “El Patagónico”. <https://www.elpatagonico.com/vecinos-sarmiento-se-autoconvocaron-la-sequia-los-lagos-la-cuenca-del-senguer-n1485707>

Advierten que el Lago Musters puede terminar como el Colhué Huapi

Los vecinos autoconvocados realizarán un abrazo simbólico el 11 de febrero para visibilizar la gravedad de la sequía ante la drástica disminución del caudal del agua del lago.

Figura 14. Recorte periodístico del 1 de febrero 2017 del Portal de noticias de la ciudad de Comodoro Rivadavia "El Patagónico". <https://www.elpatagonico.com/advierten-que-el-lago-musters-puede-terminar-como-el-colhue-huapi-n1534619>

Entorno a la reactivación de las reuniones del comité de cuenca, los actores sociales de todas las localidades que hacen uso del agua de la cuenca del río Senguer han incrementado sus interrelaciones. A su vez, el cuidado del recurso hídrico se ha tratado de instaurar progresivamente en las escuelas, para lo cual durante el año 2015 y 2016 algunas municipalidades pidieron charlas a distintas instituciones como el INTA y el CONICET (Fig. 6.15).



Figura 6.15. Presentaciones oral del Lic. Facundo Scordo (IADO-UNS-CONICET) a estudiantes de la Escuela Secundaria N° 716 "Casimiro Slápeliz" de la localidad de Alto río Senguer (izquierda) y abierta a la comunidad en el salón municipal de Colonia Sarmiento (derecha).

Además, desde el comité de cuenca se presentaron proyectos de infraestructura que buscan regular el agua de la cuenca de modo de permitir el almacenamiento en los períodos de exceso hídrico y un caudal constante durante los períodos de escases (Fig. 6.16). De llevarse a cabo, estas obras generarán nuevos puestos de trabajo ya sea durante la construcción como en el posterior control y seguimiento de las mismas. A su vez la infraestructura beneficiará a los productores que tienen sus campos inutilizados cercanos al lago Colhué Huapí, y a las distintas comunidades (Comodoro Rivadavia y Rada Tilly) localizadas fuera de la cuenca. A nivel provincial y nacional el recurso hídrico del S de

Chubut empezará a estar regulado y se asegurará la provisión de agua a más de 254.000 habitantes.

Lagos secos: reclaman la obra del cierre del Lago Fontana

COMODORO RIVADAVIA (ADNSUR) – El titular del Instituto Provincial del Agua, Gerardo Bulacios, remarcó en Actualidad 2.0 que **“la principal obra que estamos pidiendo es la del cierre del Lago Fontana”**. La misma tendría un valor de **“100 millones de pesos aproximadamente”** y **“permitirá garantizar el agua para un 60% de la población”**, remarcó Bulacios. Días atrás, se conoció que [proyectan un acuerdo binacional con Chile por la sequía de los lagos](#).

Figura 6.16. Recorte periodístico del 22 de septiembre 2016 del Portal de noticias de la ciudad de Comodoro Rivadavia “ANDSUR”. <http://www.adnsur.com.ar/2016/07/reclaman-a-obra-del-cierre-del-lago-fontana/>

Sin embargo, iniciativas similares a las que manifestó la población durante el año 2016 ya fueron observadas con anterioridad entre los años 2001 y 2006 cuando durante un período de sequía similar se vio comprometida la toma de agua del lago Musters. En aquella ocasión, se impulsó la creación del actual comité de cuenca (año 2006), y se pidió un estudio de impacto ambiental para la instalación de la presa multipropósito “Los Monos” en el sector del “Codo del Senguer” con el fin de regular el caudal del río Senguer (SSRH, 2007). A pesar del impulso inicial, los proyectos no se llevaron a cabo y el comité de cuenca no ha logrado sesionar de manera continua. En su lugar el comité vuelve a juntarse ante la ocurrencia de nuevos eventos críticos como inundaciones o sequías, con lo cual su accionar se enfoca en la reparación de los efectos negativos de dichos eventos y no en el desarrollo de un plan de manejo hídrico de la cuenca.

Por ese motivo, en este trabajo se considera que para solucionar los inconvenientes con los cuales se ha enfrentado hasta la actualidad el comité de cuenca debería desarrollar e implementar un plan de manejo integrado de la cuenca, de acuerdo a los Principios Rectores de la Política Hídrica de la República Argentina en el Acuerdo Federal del Agua (COHIFE, 2013). Los Principios Rectores alientan a la descentralización de funciones a ámbitos regionales y locales, estimulando la participación de sectores privados e involucrando a los usuarios del agua en el manejo y gestión integrada del recurso (Casaza, 2003). Los lineamientos para dicho plan pueden ser adaptados de otros procesos de regionalización exitosos como el “Plan del Desarrollo del SudOeste Bonaerense” (Ley 13.647, Decreto Reglamentario 2585/07, Decreto 840/09, 2009) y de la “Región del Colorado” (Sili et al., 2015).

CONCLUSIÓN

En el presente capítulo se ha logrado identificar los factores que han llevado a las situaciones críticas de los recursos hídricos de la cuenca del río Senguer en el año 2016. La variabilidad climática, el uso antrópico y el desarrollo de diversas obras de infraestructura tendientes al manejo del agua, sin su correspondiente evaluación de impacto ambiental están ocasionando una pérdida paulatina en los recursos hídricos de la región. La percepción de los tomadores de decisión clave en cuanto a la prioridad en el uso del recurso hídrico, está derivando en un manejo del recurso que acrecienta las fluctuaciones que naturalmente ya tiene el lago Colhué Huapí y los ríos Falso Senguer y Chico por la variabilidad climática de la región.

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

Los resultados de esta investigación permitieron demostrar las dos hipótesis planteadas. La primera hipótesis proponía que el cambio y la variabilidad climática global y regional produjeron, y aún producen, alteraciones en la dinámica hidrogeomorfológica de la región que modifican en forma integral los cuerpos de agua localizados en la cuenca del río Senguer. Mientras que la segunda hipótesis planteaba que la utilización de los recursos hídricos de la cuenca del río Senguer por parte de la sociedad, sin el previo desarrollo de un plan de manejo integral de los mismos, generó importantes alteraciones en los lagos y ríos.

En lo referente a la primera hipótesis se observó que la cuenca del río Senguer presenta rasgos geomorfológicos que demuestran una activa dinámica hidrológica asociada al levantamiento de las sierras de San Bernardo y cordillera de los Andes, a los eventos glaciales pleistocenos y al cambio y a la variabilidad climática del Holoceno. Durante el Plioceno y hasta comienzo del Holoceno las cuencas de ambos ríos se encontraban conectadas. El río colector principal de la cuenca escurría en sentido N-S en el frente occidental de las sierras de San Bernardo hasta sus estribaciones S, al igual que lo hace el río Senguer en la actualidad. Luego cambiaba su sentido SO-NE rodeando por el S el “Bajo de Sarmiento” y escurriendo por el actual “Valle Hermoso”. Durante el Plioceno Tardío el río desembocaba en el océano Atlántico en el sector de la bahía Vera. Sin embargo, a comienzo del Pleistoceno producto del ascenso diferencial de bloques el paleocauce migró a la posición actualmente ocupada por el río Chico.

Los eventos glaciales del Pleistoceno generaron cambios en las cabeceras de los principales ríos de la cuenca del río Senguer. Hasta el Pleistoceno Medio, la divisoria de agua se localizaba al O de sus límites actuales y la descarga, producto de la ablación glacial fue drenada por los ríos Genoa, Apeleg, Senguer, Coyte, Mayo, Chalía, afluente del lago Blanco y Guenguel. No obstante, en la actualidad sólo los ríos Senguer y Mayo poseen un caudal permanentemente. Eso se debe a que son los únicos que, en sus cabeceras, han erosionado las morenas frontales correspondientes a todos los eventos glaciales del Pleistoceno Medio y Tardío.

Debido a que durante el UMG se desarrollaron glaciares de valle y la extensión de los mantos de hielo en el sector extra-andino fue menor al de las glaciaciones anteriores, durante el derretimiento de los hielos en el Pleistoceno Tardío, el agua no logró erosionar las morenas correspondientes a las glaciaciones del Pleistoceno Medio (que se encontraban en una posición topográfica superior) en las cabeceras de los ríos Genoa, Apeleg y Coyte y en el valle del lago Blanco. De esta forma, desde el Pleistoceno Tardío

las cabeceras de esos ríos se han reducido y las morenas correspondientes a la Post GGP I y III actúan de divisoria de cuenca.

La captura del río Senguer hacia el “Bajo de Sarmiento” y, por ende, el gran aporte de agua a los lagos Musters y Colhué Huapí se produjo tentativamente durante el Holoceno Temprano. A partir de ese momento, el río dejó de escurrir por el “Valle Hermoso” y el agua conectaba con el río Chico desde el sector SO del actual lago Colhué Huapí. Las cuencas de los ríos Senguer y Chico se individualizaron recién a mediados de siglo XX. Esto se generó producto de la variabilidad climática y el impacto antrópico que favoreció la formación de geformas de acumulación eólica que colmataron el flujo de agua desde el lago Colhué Huapí al río Chico. Desde ese momento la cuenca del río Senguer es endorreica y el río Chico posee un régimen intermitente.

En la actualidad, la cuenca del río Senguer presenta una sucesión de subregiones climáticas en las que de O a E disminuyen las precipitaciones y aumentan las temperaturas. La zona cordillerana presenta condiciones frías y húmedas. El sector precordillerano y extra-andino condiciones frías sub-húmedas y frías semi-áridas, respectivamente. Mientras que en el “Bajo de Sarmiento” el clima es frío árido a templado árido.

El gradiente climático complejiza la dinámica del caudal del río Senguer. A su vez, la variabilidad climática en la cuenca es elevada como lo evidencian los períodos de anomalías positivas y negativas que presentaron las distintas variables climáticas analizadas y que derivaron en que el caudal del río Senguer presente anomalías negativas entre 1998 - 2001, positivas entre 2002 - 2006 y nuevamente negativas entre 2007 - 2015. Sin embargo, al analizar todo el período de estudio, la mayor parte de las variables climáticas así como el caudal del río no presentaron tendencias significativas que permitan pensar en un cambio climático regional.

Entre 1998 y 2015, el caudal del río Senguer controló la mayor parte de las variaciones anuales de las áreas de los lagos Musters y Colhué Huapí, y la profundidad del lago Musters. La descarga del río se genera principalmente en el lago Fontana localizado en la cordillera de los Andes. Las precipitaciones pluviales y nivales en esta región son determinantes para la presencia de los cuerpos de agua en el sector extra-andino. El caudal del río Senguer se correlaciona con el AAO en la periodicidad intraanual, anual e interanual y con el SOI a escala intraanual y anual. El desfase entre las serie de tiempo del caudal del río y ambos índices climáticos es coherente con el régimen hidrológico de la cuenca. El AAO regula mayormente la señal anual de la descarga del río. Sin embargo, ante la sucesión de eventos continuos de anomalías positivas del SOI (eventos La Niña), como los ocurridos entre 1998-2000 y 2010-2012, el caudal disminuye y entonces decrece el área y la profundidad de los lagos.

La calidad del agua de los ríos y lagos de la cuenca del río Senguer varía espacial y estacionalmente relacionado con las condiciones climáticas, litológicas, y de cobertura y uso del suelo. La concentración de sedimentos en suspensión, conductividad eléctrica y salinidad aumenta a medida que el curso va a travessando los sectores más impactados por el hombre, lo que, se relaciona con lo planteado en la segunda hipótesis de este estudio. No obstante, los valores de todas esas variables siempre se encuentran dentro de los límites esperados para el desarrollo de la vida acuática y el consumo humano. Las precipitaciones pluviales y la escorrentía superficial producida en invierno y primavera producen erosión y transporte de material particulado que se condice con la aparición de los registros más elevados de SST en los distintos cuerpos de agua de la cuenca durante esas estaciones. En cambio, durante los meses de otoño y verano hay una menor disponibilidad de agua y mayor evaporación entonces la CE y Sal aumentan. El pH se mantiene levemente alcalino a lo largo del año en todos los cuerpos de agua, y presenta una leve variación que en ningún caso impide el normal desarrollo de la vida acuática. El OD en los ambientes estudiados está altamente relacionado con la temperatura del agua. En el verano la concentración de OD disminuye desde la cuenca alta a la baja producto del marcado gradiente de temperatura del agua. Durante esta estación, en el lago Musters el OD alcanza valores cercanos al límite inferior que permite la vida de los salmónidos, razón por la cual es una variable que debería continuar siendo monitoreada.

El lago Fontana presenta las características de un lago patagónico andino, mientras que el Musters es un típico lago extra-andino. Debido a su posición geográfica, el Musters recibe los nutrientes provenientes de toda la cuenca y, en especial, del valle agrícola-ganadero de Sarmiento. La mayor concentración de nutrientes sumado a las elevadas temperaturas de la región extra-andina durante el verano favorecen el desarrollo del fitoplancton lo cual se evidencia en la concentración de Cl *a* que es 10 veces mayor en el lago Musters que en el Fontana.

Finalmente, respecto a la segunda hipótesis, se observó que la variabilidad climática y el desarrollo de diversas obras de infraestructura tendientes al manejo del agua, sin su correspondiente evaluación de impacto ambiental, están ocasionando una pérdida paulatina en los recursos hídricos de la región. La percepción de los tomadores de decisión en cuanto a la prioridad en el uso del recurso hídrico, está derivando en un manejo del agua que acrecienta el impacto que naturalmente ya tiene el lago Colhué Huapí y los ríos Falso Senguer y Chico por la variabilidad climática de la región.

Desde el año 2006, la región cuenta con un comité de cuenca pero este no ha podido evitar situaciones como la crisis hídrica del año 2016. El comité no ha desarrollado políticas a largo plazo ni un plan de manejo del recurso. Esto se debe a que: en el comité no se encuentran representadas todas las esferas de acción necesarias en el proceso de

gobernanza, el accionar del comité es inconstante, depende principalmente de las decisiones del IPA y el terreno a cubrir y controlar es extenso y de difícil acceso.

Se considera que el comité de cuenca debería reevaluar su estructura institucional y marcos de acción. A su vez se considera que el comité debería trabajar en la conformación de un plan de manejo integral consensuado en forma participativa por todos sus representantes. El plan debería tener como objetivo principal desarrollar un marco legal e institucional integral que le de permanencia a las políticas de regulación y control, así como a las políticas de apoyo de los sistemas productivos que hagan un uso más sustentable del agua. El marco legal debería ser consensuado entre todos los actores sociales con el fin de reducir la necesidad de acción de policía. Se sugiere que el plan de manejo instale al uso humano como prioridad, promueva la educación sobre mejores prácticas de utilización del recurso hídrico y contemple un trabajo permanente de extensión con todos los actores sociales claves de la cuenca.

Desde el punto de vista del manejo de los recursos se considera importante la implementación de sistemas de riego más eficientes (por canales, aspersión y goteo) que el que se hace en la actualidad (por inundación). Del total de agua que se extrae de los ríos y lagos de la cuenca del río Senguer aproximadamente el 80 % es destinado para el riego por inundación con fines agrícola-ganadero en el “Bajo de Sarmiento”, motivo por el cual una gran proporción de agua no llega a los ríos y lagos de la cuenca baja. A su vez, se sugiere el estudio de factibilidad (con su correspondiente informe de impacto ambiental) de una obra de infraestructura que regule la cantidad de agua que fluye desde el lago Fontana hacia el río Senguer. De esa forma se podría proveer un módulo de caudal constante que, por un lado, asegure el flujo de agua por el río Senguer aún en épocas de sequías y, por otro, reduzca la evaporación del recurso en la cuenca baja en épocas húmedas. Al acumular agua en el lago Fontana la evaporación disminuye ya que en el sector andino, en comparación con el extra-andino, las temperaturas son menores y el lago se encuentra rodeado por la cordillera de los Andes que parcialmente lo resguarda del efecto del viento.

Continuar con estudios de alta resolución temporal de las variables climáticas e hidrológicas de la cuenca se considera de vital importancia. Se sugiere la instalación de una estación climática en el sector más occidental de la cuenca que actualmente no se encuentra monitoreada. En tal sentido, también debería comenzar a estudiarse los ciclos de depositación y derretimiento de nieve. En los lagos y ríos de la cuenca se sugiere la instalación de estaciones de monitoreo continuo como las boyas EMAC (<http://emac.iado-conicet.gob.ar/>) fabricadas en el IADO-CONICET. Las mismas permiten una recopilación de datos climáticos (humedad, temperatura, velocidad y dirección del viento) e hidrológicos (nivel, conductividad eléctrica, pH, oxígeno disuelto, entre otros) con una resolución

temporal muy detallada (segundos y minutos). De esa forma se puede estudiar la dinámica de las variables físicas, químicas y biológicas de los cuerpos de agua en relación a la hidrología y climatología de la región. Por ejemplo, analizar las floraciones algales de la época estival y realizar balances del metabolismo de los cuerpos de agua que permitan definir qué cantidad de dióxido de carbono liberan a la atmósfera. Se propone la utilización de otras imágenes satelitales como las Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) de mayor resolución temporal (8 a 16 días) que las Landsat, que permitirían analizar la evolución intraanual del área de los lagos y correlacionarlo directamente con los principales fenómenos climáticos de la región.

En conclusión, la problemática de los recursos hídricos en el área de estudio está mayormente ligada a la disponibilidad del agua y no a su calidad. La variabilidad climática impacta a los ríos y lagos de la región produciendo fluctuaciones en su superficie, volumen, y caudal. A su vez, la actividad del hombre ha favorecido dicho fenómeno. Lo cual ha llevado a cambios geomorfológicos de importancia como la individualización de las cuencas de los ríos Senguer y Chico y la desecación casi total del lago Colhué Huapí y río Falso Senguer en el año 2016. Sin embargo, en este trabajo se propone que la implementación de un plan de manejo de los recursos hídricos permitiría a la sociedad mitigar los impactos de la variabilidad climática y asegurar un flujo de agua que permita el normal desarrollo de las actividades socioeconómicas así como la permanencia de todos los cuerpos de agua de la cuenca del río Senguer. Además, se sugiere el análisis de factibilidad de obras de infraestructura que permitan la acumulación de agua en la cuenca alta, así como el cambio en los sistemas de riego en el “Bajo de Sarmiento”. Finalmente, se considera de gran importancia continuar con los monitoreos de alta resolución temporal de todas las variables climáticas e hidrográficas.

REFERENCIAS

A

- Abers, R. N. 2007. Organizing for governance: building collaboration in Brazilian river basins. *World Development*, 35(8), 1450-1463.
- [ACDS] Ministerio de Ambiente y Control del Desarrollo Sustentable de Chubut. 2014. Monitoreo de los recursos hídricos en la cuenca del Río Senguer. Fuente: <http://www.chubut.gov.ar/portal/wp-organismos/ambiente/wp-content/uploads/sites/8/2014/10/senguer.pdf>
- Aceituno, P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.
- Adrian, R., O'Reilly, C. M., Zagarese, H., Baines, S. B., Hessen, D. O., Keller, W., Livingstone, D. M., Sommaruga, R., Straile, D., Donk, E. V., Weyhenmeyer, G. A., Winderl, M. 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography*, 54(6), 2283-2297.
- Aguado, A. 2006. Los Pueblos Originarios (Históricos) en el departamento río Senguer, suroeste del Chubut. En: Saldivia H. R. (Ed). *Actas II Seminario Un Encuentro con Nuestra Historia*. Sociedad de Historia y Geografía de Aisén y Municipalidad de Coyhaique, Coyhaique, Chile.
- Allan, J.D. 2004. Landscapes and riverscapes: the influence of land-use on stream ecosystems. *Annual Review of Ecology, Evolution and Systematics*, 35, 257-284.
- Álvarez Sanhueza, D. B. 2014. Reconstrucción de la temperatura durante el Holoceno en la Patagonia Norte mediante la aplicación de isótopos estables (Tesis doctoral). Universidad de Concepción, Chile.
- Ander-Egg, E. 2012. *Repensando la investigación-acción-participativa*. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina: Grupo editorial Lumen Hvmanitas.
- [APHA-AWWA-WEF] American Public Health Association - American Water Works Association – Water Environment Federation. 1998. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (20th Ed.). Clesceri, L. S., Greenberg, A. E., Eaton, A. D. (Eds.). Washington, USA: American Public Health Association.
- Araneo, D. C., Compagnucci, R. H. 2008. Atmospheric circulation features associated to Argentinean Andean rivers discharge variability. *Geophysical Research Letters*, 35, L01805.
- Aravena, J. C., Luckman, B. H. 2009. Spatio-temporal rainfall patterns in southern South America. *International Journal of Climatology*, 29, 2106-2120.
- ArcGIS (Version 10.0). 2010. ESRI.

- Ardolino, A., Panza, J. L., Yllañez, E. 2003. Hoja geológica 4566-I, Garayalde (1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino.
- Bahamonde, H., Peri P. L. 2012. Calidad de agua en ríos asociados a uso silvopastoril de ñire en Patagonia sur, Argentina. En: Arroquy, J., Ledesma, R., Roldán, S., Gómez, A., Peri, P (Eds.). *Actas 2do Congreso Nacional de Sistemas Silvopastoriles: una oportunidad para el desarrollo sustentable*. INTA EEA Santiago del Estero, Argentina.
- B**
- Baigun, C. 2001. Ecología pesquera de lagos y embalses patagónicos (Argentina) (Tesis doctoral). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Baigun, C., Marinone, M. C. 1995. Cold-temperate Lakes of South America: Do they Fit Northern Hemisphere Models? *Archiv für Hydrobiologie*, 135(1), 23-51.
- Barcat, C., Cortiñas, J. S., Nevistic, V. A., Stach, N. H., Zucchi, H. E. 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters - Colhue Huapi y la Sierra Cuadrada, departamento Sarmiento y Paso de indios, provincia de Chubut. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*. Asociación Geológica Argentina, Bariloche, Argentina.
- Bartram, J. y Balance, R. 1996. *Water quality monitoring: a practical guide to the design and implementation of freshwater quality studies and monitoring programs*. Londres, Inglaterra: Programa de las Naciones Unidas para el Medio ambiente; Organización Mundial de la Salud.
- Beltramone, C. 1991. Estratigrafía Glacial del Valle de Río Mayo, Provincia de Chubut, Argentina. *Actas del 6º Congreso Geológico Chileno*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Viña del Mar, Chile.
- Beniston, M., Stoffel, M. 2014. Assessing the impacts of climatic change on mountain water resources. *Science of the Total Environment*, 493, 1129-1137.
- Berry, W., Rubinstein, N., Melzian, B., Hill, B. 2003. *The biological effects of suspended and bedded sediment (SABS) in aquatic systems: a review* (informe técnico). US Environmental Protection Agency, National Health and Environmental Health Effects Laboratory. Fuente: <https://www.epa.gov/sites/production/files/2015-10/documents/sediment-appendix1.pdf>
- Bilotta, G. S., Brazier R. E. 2008. Understanding the influence of suspended solids on water quality and aquatic biota. *Water Research*, 42, 2849-2861
- Blackstock, K., Dinnie, L., Dilley, R., Marshall, K., Dunglinson, J., Trench, H., Harper, K., Finan, K., McPherson, J., Johnston, E., Griffin, A. 2015. Participatory research to

- influence participatory governance: managing relationships with planners. *Area*, 47(3), 254-260.
- Bohn, V. Y., Delgado, A. L., Piccolo, M. C., Perillo, G. M. E. 2016. Assessment of climate variability and land use effect on shallow lakes. *Environmental Earth Sciences*, 75, 818.
- Boroffka, N., Oberhänsli, H., Sorrel, P., Demory, F., Reinhardt, C., Wünnemann, B., Alimov, K., Baratov, S., Rakhimov, K., Saparov, N., Shirinov, T., Krivonogov, S. K., Röhl, U. 2006. Archaeology and Climate: Settlement and Lake-Level Changes at the Aral Sea. *Geoarchaeology: An International Journal*, 21 (7), 721-734.
- Bruniard, E. D. 1992. *Hidrografía: Procesos y tipos de escurrimiento superficial*. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina: Editorial Ceyne.
- Bustos Cara, R. 2002. Los sistemas territoriales. Etapas de Estructuración y Desestructuración en Argentina. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 22, 113-129.
- Bustos Cara, R. 2009. Por una geografía de la acción territorial. Propuesta de un marco teórico para interacción interdisciplinaria. 2009. En: Lemos, A., Geraiges, I., Galvani, E. (Organizadores), *Geografía, tradições e perspectivas: Interdisciplinaridade, meio ambiente e representações*, 1 ed. (pp. 49-68). Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina: CLACSO; São Paulo, Brasil: Expressão Popular

C

- [CAA] Código Alimentario Argentino. 2007. Agua potable de suministro público y agua potable de uso domiciliario. http://www.anmat.gov.ar/alimentos/codigoa/Capitulo_XII.pdf
- Caldenius, C. C. 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska annaler*, 14, 1-144.
- Calheiros, D. F., Seidl, A. F., Ferreira, C. J. 2000. Participatory research methods in environmental science: local and scientific knowledge of a limnological phenomenon in the Pantanal wetland of Brazil. *Journal of Applied Ecology*, 37(4), 684-696.
- Casaza, J. 2003. La situación del manejo de cuencas en la República Argentina. *III Congreso Latinoamericano de Manejo de Cuencas*. Oficina Regional de la FAO para América Latina y el Caribe, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
- Castañeda, M., González, M. 2008. Statistical analysis of the precipitation trends in the Patagonia region in southern South America. *Atmósfera*, 21(3), 303-317.
- Césari, O., Simeoni, A., Beros, C. 1986. Geomorfología del sur del Chubut y norte de Santa Cruz. *Revista Universidad Abierta*, 1, 18-36.

- Chander, G., Markham, B. L., Helder, D. L. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+ and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment*, 11(3), 893-903.
- Chapman, P.M., Hayward, A., Faithful, J. 2017. Total Suspended Solids Effects on Freshwater Lake Biota Other than Fish. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*, 99(4), 423-427.
- Chuvieco, E. 2010. *Teledetección Ambiental. La observación de la tierra desde el espacio*. Barcelona, España: Editorial Planeta S.A.
- Clapperton, C. 1993. Nature and environmental changes in South America at the Late Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101, 189-208.
- Cobos, J. C., Panza, J. 2003. Hoja geológica 4769-IV, El Pluma (1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino.
- [COHIFE] Consejo Hídrico Federal. 2013. Principios Rectores de la Política Hídrica de la Argentina, Acuerdo Federal del Agua. Fuente: <http://www.cohife.org/advf/documentos/2015/10/561b1c0da79ae.pdf>
- Compagnucci, R. H., Araneo, D. C. 2007. Alcances de El Niño como predictor del caudal de los ríos andinos argentinos. *Ingeniería Hidráulica en México*, 22(3), 23-35.
- Cordier, S., Harmand, D., Frechen, M., Beiner, M. 2006. Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Paris basin and Rhenish Massif). *Quaternary Science Reviews*, 25, 1460-1474.
- Coronato, A., Martínez, O., Rabassa, J., 2004. Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. En: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds), *Developments in Quaternary Sciences, Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: Part III* (pp. 729-734). Amsterdam, Holanda: Elsevier B.V.
- Coronato, A., Mazzoni, E., Vázquez, M., Coronato, F. 2017. *Patagonia: una síntesis de su geografía física (1ed.)*. Río Gallegos, Argentina: Universidad Nacional de la Patagonia Austral.
- Coronato, F. 1996. Influencia climática de los lagos Musters y Colhué Huapí. *Meteorológica*, 21(1-2).
- Coronato, F. 2003. El problema de la desecación del Lago Colhué Huapí desde la Geografía Histórica. *Actas de la 64ª Semana de Geografía*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Bahía Blanca, Argentina.
- Coronato, F., del Valle, H. 1988. *Caracterización hídrica de las cuencas hidrográficas de la Provincia de Chubut*. Centro Nacional Patagónico CONICET.

D

- Dal Molin, C. N., González Díaz, E. F. 2002. Geomorfología del área comprendida entre el Río Senguerr y el Lago Blanco, sudoeste de la Provincia del Chubut. En: Cabaleri, N., Cingolani, C. A., Linares, E., López de Luchi, M. G., Ostera, H. A., Panarello, H. O., (Eds). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. Asociación Geológica Argentina, El Calafate, Argentina.
- Dal Molin, C. 1998. Hoja geológica 4572-IV, Alto Río Senguer (1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino.
- Denton, G. H., Heusser, C. J., Lowell, T. V., Moreno, P. I., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Schluchter, C., Marchant, D. R. 1999. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography*, 81(2), 107-153.
- Diaz, M., Pedrozo, F., Baccala N. 2000. Summer classification of Southern Hemisphere temperate lakes (Patagonia, Argentina). *Lakes and Reservoirs*, 5, 213-229.
- Diaz, M., Pedrozo, F., Reynolds, C., Temporetti, P. 2007 Chemical Composition and the nitrogen-regulated trophic state in Patagonian lakes. *Limnologica*, 33(1), 17-27.
- Dirección General de Estadística y Censo de la provincia de Chubut. 2018. Series de faena controlada de ganado ovino y bovino. http://estadisticaold.chubut.gov.ar/home/index.php?option=com_content&view=article&id=267&Itemid=263
- Donoso, C. 2004. Variación individual en especies forestales nativas de los bosques costeros templados lluviosos de Chile y Argentina. En: Donoso, C., Premoli, A., Gallo, L., Ipinza, R. (Eds.), *Variación Intraespecífica en las especies arbóreas de los bosques templados de Chile y Argentina* (pp. 67-77). Santiago de Chile, Chile: Editorial Universitaria S.A.
- Dore, M. H. I. 2005. Climate change and changes in global precipitation patterns: What do we know? *Environment International*, 31(8), 1167-1181.

E

- Ehlers, J., Gibbard, P. L., 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International*, 164-165, 6-20.
- ENVI (Version 4.7). 2010. Research Systems, Inc.
- [EPA] Environmental Protection Agency. 1986. *Quality Criteria for Water*. Washington DC, USA: Office of Water Regulations and Standards.
- [EPA] Environmental Protection Agency. 2012. Conductivity. En *Water: Monitoring and Assessment*. Fuente: <https://archive.epa.gov/water/archive/web/html/vms59.html>

Escosteguy, L. D., Dal Molin, C., Franchi, M., Geuna, S., Lapido, O., Genini, A., 2003. Hoja geológica 4772-IV, Lago Buenos Aires (1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino.

F

Fabiani, A. C., Burry, L. S., Escalante, A. H. 2014. Pollen and microalgae in sediments at southern margin of Colhue Huapi lake, Chubut, Argentina. An insight to among shore comparison. *Anales Instituto Patagonia (Chile)*, 42(1), 35-51.

[FAO] Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura. 2008. FAO forestry paper 155, Forests and water, A thematic study prepared in the framework of the, Global Forest Resources Assessment 2005. Roma, Italia: Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura.

Feruglio, E. 1950. *Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomo, III.* Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina: Dirección General De Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Republica Argentina.

Fidalgo, F., Riggi, F. J. 1965. Los Rodados Patagónicos de la Meseta de Guenguel y alrededores (Santa Cruz). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(3), 273-325.

Frenquelli, J. 1946. *Las grandes unidades físicas del Territorio Argentino. Geografía de la República Argentina.* Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina: Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA.

G

Gardolinski, P. C. F., Hanrahan, G., Achterberg, E. C., Gledhill, M., Tappin, A. D., House, W. A., Worsfold, P. J. 2001. Comparison of sample storage protocols for the determination of nutrients in natural waters. *Water Research*, 35(15), 3670-3678.

Gaybullaev, B., Chen, S. C., Gaybullaev, D. 2012. Changes in water volume of the Aral Sea after 1960. *Applied Water Science*, 2(4), 285-291.

George, G., Hurley, M., Hewitt, D. 2007. The impact of climate change on the physical characteristics of the larger lakes in the English Lake District. *Freshwater biology*, 52(9), 1647-1666.

Gobierno Municipal de Sarmiento. 2018. Colonia Sarmiento Gobierno Municipal. Fuente: <http://coloniasarmiento.gob.ar/sarmiento/>

- González Díaz, E. F., Di Tommaso, I. 2014. Paleogeofomas lacustres en los lagos Musters y Colhué Huapí, su relación genética con un paleolago Sarmiento previo, centro sur del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(3), 416-426.
- González Díaz, E. F., Tejedo, A. 2002. Mapa geomorfológico de la Hoja 4569-IV, (Escalante), provincia de Chubut. En: Cabaleri, N., Cingolani, C. A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H. A., Panarello, H. O., (Eds). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. Asociación Geológica Argentina, El Calafate, Argentina.
- Grinsted, A., Moore, J. C., Jevrejeva, S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11 (5/6), 561-566.
- Gustavsson M., Kolstrup E., Seijmonsbergen, A.C. 2006. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology*, 77(1-2), 90-111.

H

- Haller, M. J. 2002. Hoja geológica 4372-IV, Trevelin (1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino (inédita).
- Hein, A. S., Cogez, A., Darvill, C. M., Mendelova, M., Kaplan, M. R., Herman, F., Dunai, T.J., Norton, K., Xu, S., Christl, M. A., 2017. Regional mid-Pleistocene glaciation in central Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 164, 77-94.
- Hernández Sampieri, R. 2003. *Metodología de la Investigación*. Santiago de Chile, Chile: Ed. Mc Graw-Hill,
- Horning, N. 2004. Selecting the appropriate band combination for an RGB image using Landsat imagery Version 1.0. American Museum of Natural History, Center for Biodiversity and Conservation. Fuente: <http://biodiversityinformatics.amnh.org>.

I

- [IGN] Instituto Geográfico Nacional. 2018. <http://www.ign.gob.ar/sig250>
- [INDEC] Instituto Nacional de Estadística y Censo, República Argentina. 2001. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas. Fuente: https://www.indec.gov.ar/nivel3_default.asp?id_tema_1=2&id_tema_2=41
- [INDEC] Instituto Nacional de Estadística y Censo, República Argentina. 1998. Censo Nacional Agropecuario. Fuente: https://www.indec.gov.ar/nivel4_default.asp?id_tema_1=3&id_tema_2=8&id_tema_3=87

- [INDEC] Instituto Nacional de Estadística y Censo, República Argentina. 2008. Censo Nacional Agropecuario. Fuente: https://www.indec.gov.ar/nivel4_default.asp?id_tema_1=3&id_tema_2=8&id_tema_3=87
- [INDEC] Instituto Nacional de Estadística y Censo, República Argentina. 2010. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas. Fuente: https://www.indec.gov.ar/nivel3_default.asp?id_tema_1=2&id_tema_2=41
- Izaguirre, I. 1991. Fitoplancton de distintos ambientes acuáticos continentales de la República Argentina: estructura, dinámica y tipificación (Tesis doctoral). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Izaguirre, I., 1993. Comparative Analysis of the Phytoplankton of Six Lentic Environments from the Province of Chubut (Argentina). *Physis, Sección B*, 48, 7-23.
- Izaguirre, I., del Giorgio, P., O'Farrell, I., Tell G. 1990. Clasificación de 20 cuerpos de agua Andino- Patagónicos (Argentina) en base a la estructura del fitoplancton estival. *Cryptogamie Algologie*, 11, 31-46.
- Izaguirre, I., Saad, J. F. 2014. Phytoplankton from natural water bodies of the Patagonian Plateau. *Advances in Limnology (Fundamental and Applied Limnology)*, 65, 309-319.
- Izaguirre, I., Saad, J. F., Schiaffino, M. R., Vinocur A., Tell G., Sánchez M. L., Allende L., Sinistro R. 2016. Drivers of phytoplankton diversity in Patagonian and Antarctic lakes across a latitudinal gradient (2150 km): the importance of spatial and environmental factors. *Hydrobiologia*, 764(1), 157-170.

K

- Kundzewicz, Z. W., Mata, L. J., Arnell, N. W., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K. A., Oki, T., Sen, Z., Shiklomanov, I.A. 2007. Freshwater resources and their management. Climate Change 2007. Impacts, Adaptation and Vulnerability. En: Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., van der Linden, P. J., Hanson, C. E. (Eds.), *Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 173-210). Cambridge, UK: Cambridge University Press.

L

- Lagabrielle, Y., Scalabrino, B., Suárez, M., Ritz, J. F. 2010. Mio-Pliocene glaciations of central Patagonia: new evidence and tectonic implications. *Andean Geology*, 37(2), 276-299.

- Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., Wefer, G. 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 17(2), 1028.
- Lapido, O.R. 1979. Hoja geológica 50a, Meseta del Guenguel (1:200.000). Servicio geológico Minero Argentino (inédita).
- Lapido, O. R., Márquez, M. 1999. Hoja geológica 4572-I/II, Gobernador Costa (1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino (inédita).
- Lara, A., Bahamondez, A., González Reyes, A., Muñoz, A. A., Cuq, E., Ruiz Gómez, C. 2005. Reconstructing streamflow variation of the Baker River from tree-rings in Northern Patagonia since 1765. *Journal of Hydrology*, 529, 511-523.
- Lau, K. M., Weng, H. 1995. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(12), 2391-2404.
- Lefrancois, A. y Porri, P. R. 1928. Plano del territorio nacional de Chubut. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
- Leiserowitz, A. 2006. Climate change risk perception and policy preferences: the role of affect, imagery and values. *Climatic Change*, 77(1-2), 45-72.
- Lenaerts, J. T. M., Van Den Broeke, M. R, Van Wessem, J. M., Van de Berg, W. M. 2014. Extreme Precipitation and Climate Gradients in Patagonia Revealed by High-Resolution Regional Atmospheric Climate Modeling. *Journal of Climate*, 27(12), 4607-4621.
- Ley 13.647, Decreto Reglamentario 2585/07, Decreto 840/09. Gobierno de la Provincia de Buenos Aires, La Plata, República Argentina, 27 de mayo de 2009. Plan de Desarrollo del SudOeste Bonaerense.
- Llanos, E., Behr, S., Gonzalez., J., Colombani, E., Buono, G., y Escobar, J.M. 2016. Informe de las Variaciones del Lago Colhue Huapi mediante sensores remotos y su relación con las precipitaciones (informe técnico). Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Trelew, Argentina. Fuente: https://inta.gob.ar/sites/default/files/inta_variaciones_lago_colhue_huapi_sensores_remotos_3-16.docx.pdf

M

- Malagnino, E. 1995. The discovery of the oldest extra-Andean glaciation in the lago Buenos Aires basin, Argentina. En: Rabassa, J., Salemme, M. (Eds), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* (69-83). Rotterdam, Holanda: Balkema Publishers.

- Marinone, M. C. 1994. El zooplancton de un Ambiente Lacustre de Características Excepcionales: El Lago Colhué Huapí (Provincia de Chubut, Argentina). *Tankay*, 1, 103-105.
- Markgraf, V., Bradbury, J., Schwalb, A., Burns, S. J., Stern, C., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F., Stine, S., Maidana, N. 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene*, 13(3), 597-607
- Markgraf, V., Whitlock, C., Haberle, S. 2007. Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr B.P. in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45°41'30" S, 71°50'30" W, 640 m elevation). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254, 492-507.
- Martínez, O., Gosse, J., Yang, G. 2009a. Las morenas frontales de la Última Glaciación en el Lago General Vintter (Provincia de Chubut): edades absolutas y su correlación con las Secuencias Glacigénicas de la Región. En: Fucks, E., Deschamps, C., Cleveron, G. S., Schnack, E. J. (Eds). *Actas IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*. Asociación Argentina de Cuaternario y Geomorfología; Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, La Plata, Argentina.
- Martínez, O., Rabassa, J., Coronato, A. 2009b. Charles Darwin and the first scientific observations on the patagonian shingle formation (Rodados Patagónicos). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(1), 90-100.
- Martínez, O., Coronato, A., Rabassa, J. 2011. Pleistocene glaciations in northern Patagonia, Argentina: an updated review. En: Ehlers J., Gibbard P. (Eds), *Developments in Quaternary Sciences, Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: Part IV* (pp. 729-734). Amsterdam, Holanda: Elsevier B.V.
- Martínez, O., González, M., Toppazzini, M., Kutschker, A., 2014. Mantos de grava y evolución del paisaje en el suroeste de la provincia del Chubut (Argentina), desde el Mioceno hasta el Presente. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(2), 39-50.
- Masi, C. I., Miserendino, M. L. 2009. Usos de la tierra y distribución de la materia orgánica particulada béntica en ríos de montaña (Patagonia, Argentina). *Ecología austral*, 19(3), 185-196.
- Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Lascano, M., Delgado, S., Stepanek, P. 2008. 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia. *Global and Planetary Change*, 60(1), 85-100.
- Mateo-Sagasta J. y Burke, J. 2010. Agriculture and Water Quality Interactions: A Global Overview, SOLAW Background Thematic Report-TR08. Organización de las

- Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO), Rome, Italia. Fuente: <http://www.fao.org/3/a-bl092e.pdf>
- MATLAB (versión 9.0). 2016. Wavelet Toolbox. The MathWorks, Inc.
- Mazzoni, E. 2001. Distribución espacial y caracterización geomorfológica de pequeñas cuencas endorreicas de la Patagonia austral. *Anales del Instituto de la Patagonia. Serie ciencias naturales*, 29, 5-24.
- Mazzoni, E., Rabassa, J., 2013. Types and internal hydro-geomorphologic variability of mallines (wet-meadows) of Patagonia: Emphasis on volcanic plateaus. *Journal of South American Earth Science*, 46, 170-182.
- Mercer, J. H. 1976. Glacial history of southernmost South-America. *Quaternary Research*, 6(2), 125-166.
- Milly, P. C. D., Dunne, K. A., Vecchia, A. V. 2005. Global pattern of trends in stream flow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438, 347-350.
- Miserendino, M. L., Masi, C. I. 2010 The effects of land-use on environmental features and functional organization of macroinvertebrate communities in Patagonian low order streams. *Ecology Indicators*, 10(2), 311-319.
- Miserendino, M. L., Brand, C., Di Prinzio, C. 2008. Assessing urban impacts on water quality, benthic communities and fish in streams of the Andes Mountains, Patagonia (Argentina). *Water Air and Soil Pollution*, 194(1), 91-110.
- Miserendino, M. L., Casaux, R., Archangelsky, M., Di Prinzio, C. Y., Brand, C., Kutschker, A. M. 2011. Assessing land-use effects on water quality, in-stream habitat, riparian ecosystems and biodiversity in Patagonian northwest streams. *Science of the Total Environment*, 409(3), 572-584.
- Monbet, P., McKelvie, I. D. 2007. Phosphates. En: Nollet, L. (Ed.), *Handbook of Water Analysis, Second Edition* (pp. 219-252). New York, USA: CRC Press, Taylor y Francis Group.
- Montes, A., Rodríguez, S. S., Domínguez, C. E. 2017 Geomorphology context and characterization of dunefields developed by the southern westerlies at drying Colhué Huapi shallow lake, Patagonia Argentina. *Aeolian Research*, 28, 58-70.
- Moreno, E. J., Pérez Ruiz, H., Ramírez Rozzi, F. 2016. Esquema cronológico y evolución del paisaje en el bajo de Sarmiento (Chubut). En: *Arqueología de la Patagonia: De mar a mar* (pp. 477-486). Santiago de Chile, Chile: Ediciones CIEP; Ñire Negro Ediciones.
- Moreno, P. I., Francois, J. P., Villa-Martínez, R. P., Moy, C. M. 2009. Millennial-scale variability in the Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 28(1-2), 25-38.

Moser, S. C. 2006. Asset-Based Approaches to Poverty Reduction in a Globalized Context. Global Economy and Development Working Paper N°01. Fuente: <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.1011176>

N

[NASA] National Aeronautics and Space Administration. 1999. Landsat 7 Science Data Users Handbook. Fuente: https://landsat.gsfc.nasa.gov/wp-content/uploads/2016/08/Landsat7_Handbook.pdf

Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.

Natera, N. 2004. *La Noción de Gobernanza como gestión pública participativa y reticular*. Madrid, España: Universidad Carlos III de Madrid, Departamento de Ciencia Política y Sociología, Área de Ciencia Política y de la Administración. Fuente: <http://hdl.handle.net/10016/590>

Newcomb, R. 1984. *Doce enfoques operativos en la Geografía Histórica*. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina: GAEA, Ed. Oikos.

[NOAA] National Oceanic and Atmospheric Administration. 2016. Monthly Atmospheric and SST Indices. Fuente: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>

Núñez, M. N., Solman, M., Cabré, M. F. 2006. Mean Climate and Annual Cycle in a Regional Climate Change Experiment over Southern South America. II: Climate Change Scenarios (2081-2090). En: *8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO)*. INPE, Foz do Iguaçu, Brazil.

O

[OCDE] Organización para la Cooperación y el Desarrollo Económico. 1982. Valores límites de la OCDE para un sistema abierto de clasificación trófica. En: Ryding, S. O., Rast, W. (Eds.), *El control de la eutrofización en lagos y pantanos*. Madrid, España: Ediciones Pirámide.

[ONU] Organización de las Naciones Unidas. 2003. Agua para todos, Agua para la vida - Informe de las Naciones Unidas sobre los Recursos Hídricos en el Mundo. Paris, Francia: Ediciones UNESCO.

[OMS] Organización Mundial de la Salud. 1996. *Guidelines for drinking-water quality, Vol. 2, Health criteria and other supporting information, 2nd ed.* Ginebra, Suiza: Organización Mundial de la Salud.

Ostrom, E. 2015. *Governing the Commons - The Evolution of Institutions for Collective Action*. Cambridge, UK: University of Cambridge.

P

- Pahl-Wostl, C., Sendzimir, J., Jeffrey, P., Aerts, J. C. J. H., Berkamp, G., Cross, K. 2008. Managing change toward adaptive water management through social learning. *Ecology and Society*, 12(2), 30.
- Palmer, M. A., Reidy, C. A., Nilsson, C., Flörke, M., Alcamo, J., Lake, P. S., Bond, N. 2008. Climate change and the world's river basins: anticipating management options. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 6(2), 81-89.
- Park, J. H., Duan, L., Kim, B., Mitchell, M. J., Shibata, H. 2010. Potential effects of climate change and variability on watershed biogeochemical processes and water quality in Northeast Asia. *Environment International*, 36(2), 212-225.
- Pasquini, A. I., Depetris, P. J. 2007. Discharge trends and flow dynamics of South America rivers draining the southern Atlantic seaboard: an overview. *Journal of Hydrology*, 333 (2-4), 385-399.
- Pasquini, A. I., Lecomte, K. L., Depetris, P. J. 2008. Climate change and recent water level variability in Patagonian proglacial lakes, Argentina. *Global and Planetary Change*, 63 (4), 290-298.
- Pekel, J. F., Cottam, A., Gorelick, N., Belward, A. S. 2016. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540, 418-422.
- Pezzuchi, H. y Fernández, M. I. 2001. Hoja geológica 4569-III, Sarmiento (1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino (inédita).
- Piccolo, M. C., Capelli, A. y Campo, A. 2002. La sequía de 1995 en el sur de la región pampeana argentina. En: Lugo, J., Inbar, M. (Eds), *Desastres Naturales en América Latina* (pp. 189-206). México D. F., México: Fondo de Cultura Económica.
- Plug, L. J., Walls, C., Scott, B. M. 2008. Tundra lake changes from 1978 to 2001 on the Tuktoyaktuk Peninsula, western Canadian Arctic. *Geophysical Research Letters*, 35, L03502.
- Poff, N. L., Allan, J. D., Palmer, M. A., Hart, D. D., Richter, B. D., Arthington, A. H., Rogers, K. H., Meyer, J. L., Stanford, J. A. 2003. River flows and water wars: emerging science for environmental decision making. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 1(6), 298-306.
- Pohlert, T. 2016. Trend: Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. R package version 0.2.0. <https://CRAN.R-project.org/package=trend>
- Prohaska, F. 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En: Schwerdtfeger, W. (Ed.), *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology* (pp. 57-69). Amsterdam, Holanda: Elsevier B.V.

Q

- Qinghua, Y., Tandong, Y., Feng, C., Shichang, K., Xueqin, Z., Yi, W. 2008. Response of glacier and lake covariations to climate change in Mapam Yumco basin on Tibetan Plateau during 1974–2003. *Journal of China University of Geosciences*, 19(2), 135-145.
- Quintela, R., Scarpati O. 1993. Incidencia del cambio global sobre los recursos hídricos del sur de la Patagonia (Argentina). *Revista Geofísica*, 39, 61-83.
- Quirós, R. 1988. Relationships between Air Temperature, Depth, Nutrients and Chlorophyll in 103 Argentinian Lakes. *Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*, 23, 647-658.
- Quirós, R. 1990. Predictors of relative fish biomass in lake: and reservoirs of Argentina. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 47(5), 928-939.
- Quirós, R. 1991. Factores que afectan la Distribución de Salmónidos en Argentina (informe técnico n°13). Departamento de Aguas Continentales, Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, Argentina.
- Quirós, R., Drago, E. 1985. Relaciones entre Variables Físicas, morfométricas y climáticas en lagos patagónicos. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 2(16), 181-199.
- Quirós, R., Drago, E. 1999. The environmental state of Argentinean lakes: An overview. *Lakes and Reservoirs Research and Management*, 4(1-2), 55-64.
- Quirós, R., Delfino, R., Cuch, S. y Merello, R. 1983. Diccionario Geográfico de Ambientes Acuáticos Continentales de la República Argentina. Parte I: Ambientes Lénticos. Departamento de Aguas Continentales, Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, Argentina.
- Quirós, R., Baigun, C. R. M., Cuch, S., Delfino, R., DeNichilo, A., Guerrero, C., Marinone, M. C., Menu Marque, S., Scapini, M. C. 1988. Evaluación del rendimiento pesquero potencial de la República Argentina I: Datos 1 (informe técnico n°7). Departamento de Aguas Continentales, Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, Argentina.

R

- Rabassa, J. 2010. El cambio climático global en la Patagonia desde el viaje de Charles Darwin hasta nuestros días. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(1), 139-156.

- Rabassa, J., Coronato, A. 2009. Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego during the Ensenadan Stage/Age (Early Pleistocene-earliest Middle Pleistocene). *Quaternary International*, 210(1-2), 18-36.
- Rabassa, J., Coronato, A., Martínez, O. 2011. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2), 316-335.
- Ramakrishna, B. 1997. *Estrategias de extensión para el manejo integrado de cuencas hidrográficas - Conceptos y experiencias*. San José, Costa Rica: Instituto interamericano de Cooperación para la Agricultura.
- Ramos, V. A. 1981. Hoja geológica 47ab, Lago Fontana (1:200.000). Servicio Geológico Minero Argentino.
- Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales*, 29(3), 41-96.
- Ramos, V. A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., Muñoz, J. 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. En: Cordani, U., Linares, E., Munizaga, F. (Eds.), *Magmatic Evolution of the Andes, Earth-Science Reviews* (pp. 411-443). Antofagasta, Chile: Elsevier B.V.
- Reyes, L. F., Volpedo, A. L., Carrera, A. P. 2009. *Estrategias Integradas de Mitigación y Adaptación a Cambios Globales*. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina: Red CYTED 406RT0285 Efecto de los cambios globales sobre los humedales de Iberoamérica.
- Riđanović. L., Riđanović, S., Jurica, D., Spasojević, P. 2010. Evaluation of Water Temperature and Dissolved Oxygen Regimes in River Neretva. *BALWOIS*, 243, 1-10.
- Rutter, N., Coronato, A., Helmens, K., Rabassa, J., Zárate, M. 2012. *Glaciations in North and South America from the Miocene to the Last Glacial Maximum. Comparisons, linkages, and uncertainties*. Springer Dordrecht Heidelberg New York London.

S

- Sastre, V., Santinelli, N., Otaño, S. H., Ivanissevich, M. E. 1998. Water quality in the lower section of the Chubut River. Patagonia. Argentina. *Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*, 26(3), 951-955.
- Schneider, C., Gies, D. 2004. Effects of El Niño-Southern Oscillation on southernmost South America precipitation at 53°S revealed from NCEP-NCAR reanalyses and weather station data. *International Journal of Climatology*, 24(9), 1057-1076.
- Sciutto, J. C., Césari, O., Escribano, V., Pezzutti, H. 2000. Hoja geológica 4566-III, Comodoro Rivadavia (1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino (inédita).

- Sciutto, J. C., Césari, O. y Iantanos, N. 2008. Hoja geológica 4569-IV, Escalante (1:250.000) Servicio Geológico Minero Argentino.
- Scordo, F., Carbone, M. E., Piccolo, M. C., Perillo, G. M. E. 2017b. Influencia de Eventos de Humedad y Sequía en Lagos de la Patagonia Argentina: el Caso de los Lagos Musters y Colhué Huapí. *Anuário do Instituto de Geociências*, 40(3), 170-180.
- Scordo, F., Seitz, C., Zilio, M., Melo, W. D., Piccolo, M. C., Perillo, G. M. E., 2017a. Evolución de los recursos hídricos en el “Bajo de Sarmiento” (Patagonia extra andina). Análisis integrado de los procesos naturales y del impacto antrópico. *Anuário do Instituto de Geociências*, 40 (2), 106-117.
- Scordo, F., Seitz, C., Melo, W. D., Piccolo, M. C. y Perillo, G. M. E. 2018a. Assessment of geomorphological and hydrological changes produced by Pleistocene glaciations in a Patagonian basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 83(2018), 195-209.
- Scordo, F., Perillo, G. M. E., Piccolo, M. C. 2018b. Effect of southern climate modes and variations in river discharge on lake surface area in Patagonia. *Inland Waters* (En prensa).
- Secretaría de Energía. 2003. Catálogo de Recursos Hídricos. Secretaría de Energía, República Argentina. Fuente: https://www.energia.gov.ar/contenidos/archivos/Reorganizacion/contenidos_didacticos/publicaciones/recursos_hidricos.pdf
- Sepúlveda, J., Pantoja, S., Huguen, K., Bertrand, S., Figueroa, D., León, T., Drenzek, N., Lange, C. 2009. Late Holocene sea-surface temperature and precipitation variability in northern Patagonia, Chile (Jacaf Fjord, 44°S). *Quaternary Research*, 72(3), 400-409.
- Shi, Y. F., Ren, J. W. 1990. Glacier Recession and Lake Shrinkage Indicating a Climatic Warming and Drying Trend in Central Asia. *Annals of Glaciology*, 14, 261-265.
- Shiklomanov, I. 1993. World fresh water resources. En: Gleick, P. H. (Ed), *Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources* (pp. 13-24). New York, USA: Oxford University Press.
- Shimoda, Y., Azim, M. E., Perhar, G., Ramin, M., Kenney, M. A., Sadraddini, S., Gudimov, A., Arhonditsis, G. B. 2011. Our current understanding of lake ecosystem response to climate change: What have we really learned from the north temperate deep lakes? *Journal of Great Lakes Reserch*, 37(1), 173-193.
- Sili, M., Kozel, A., Bustos Cara, R., 2015. *Región del Colorado, historia, cultura y paisajes en la frontera. Serie “Aportes al Desarrollo Nacional de la Fundación ArgenINTA”*. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina: Fundación ArgenINTA.

- Simeoni, A. 2008. Mesetas y bajos de la Patagonia Central extraandina - La inversión del relieve en: sitios de interés geológico de la República Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 46*, 729-745
- Singer, B. S., Ackert, R. P., Guillou, H. 2004. Ar-40/Ar-19 and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4), 434-450.
- Secretaría de Energía. 2003. Catálogo de Recursos Hídricos. Secretaría de Energía, República Argentina. Fuente: https://www.energia.gov.ar/contenidos/archivos/Reorganizacion/contenidos_didacticos/publicaciones/recursos_hidricos.pdf
- [SSRH] Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación Argentina. 2007. Diagnóstico Ambiental – Caracterización del Medio Ambiente (5). En: Informe final estudio de impacto ambiental presa multipropósito “Los Monos” (Chubut).
- [SSRH] Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación Argentina. 2014. Publicaciones Hidrometeorológicas. Fuente: <https://www.mininterior.gov.ar/obras-publicas/hidropublicaciones.php>
- [SSRH] Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación Argentina. 2017. Base de datos hidrológica integrada. Fuente: http://www.hidricosargentina.gov.ar/acceso_bd.php.
- STATISTICA (version 7). 2002. StatSoft
- Strahler, A. 1986. *Geografía Física*. Barcelona, España: OMEGA.
- Szabo, J. P. y Chanda., A. 2004. Pleistocene glaciation of Ohio, U.S.A. En: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds), *Developments in Quaternary Sciences, Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: Part II* (pp. 233-236). Amsterdam, Holanda: Elsevier B.V., Amsterdam.

T

- Tejedo, A. G. 2003. Degradación de suelos en los alrededores del lago Colhué Huapí, Escalante, provincia de Chubut. En: *Primer Congreso de la Ciencia Cartográfica y VII Semana Nacional de la Cartografía*. Centro Argentino de Cartografía, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
- Ton-That, T., Singer, B., Mörner, N., Rabassa, J. 1999. Datación de lavas basálticas por ⁴⁰Ar/³⁹Ar geología glacial de la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(4), 333-352.
- Torremorell, A., Diéguez, M. del C., Queimaliños, C., Izaguirre, I., Zagarese, H. E. 2017. Phytoplankton limitation in Patagonian and Pampean shallow lakes: effect of phosphorus and light. *Hydrobiology*, 1-15.

Torrence, C., Compo, G. P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 61-78.

U

[UNEP] Programa de las Naciones Unidas para el Ambiente. 2014. *Towards Integrated Water Resources Management, International experience in development of river basin organisations*. Khartoum, Sudan: Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente.

[USGS] United States Department of the Interior United States Geological Survey. 2016. EarthExplorer. Fuente: <http://earthexplorer.usgs.gov>

V

Valladares, A. 2004. Cuenca de los ríos Senguer y Chico. Argentina (Cuenca n°66). Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, República Argentina. Fuente: <https://www.mininterior.gov.ar/obras-publicas/pdf/66.pdf>

Vera, C., Silvestri, G., Liebmann, B., González P. 2006. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophysical Research Letters*, 33, L13707.

W

Waylen, P., Compagnucci, R., Caffera R. M. 2000. Interannual and Interdecadal variability in stream flow from the argentine Andes. *Physical Geography*, 21(5), 452-465.

Wehmeyer, L. L., Wagner, C. R. 2011. Relation between Flows and Dissolved Oxygen in the Roanoke River between Roanoke Rapids Dam and Jamesville, North Carolina, 2005-2009. U.S. (Scientific Investigations Report 2011-5040). U. S. Geological Survey, Reston, USA.

Wetzel, R. G. 2001. *Limnology: Lake and River Ecosystems (3rd ed.)*. San Diego, USA: Elsevier B.V.

Whitehead, P. G., Wilby, R. L., Battarbee, R. W., Kernan, M., Wade, A. J. 2009. A review of the potential impacts of climate change on surface water quality. *Hydrological Sciences Journal*, 54(1), 101-123.

Whittier, T. R., Paulsen, S. G. 1992. The surface water component of the environmental monitoring and assessment program (EMAP): an overview. *Journal of Aquatic Ecosystem Health*, 1(2), 119-126.

- Williamson, C. E., Dodds, W., Kratz, T. K., Palmer, M. A. 2008. Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 6(5), 247-254.
- Williamson, C. E., Saros, J. E., Vincent, W. F., Smol, J. P. 2009. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnology and Oceanography*, 54(6), 2273-2282.
- Woolway, R. I., Meinson, P., Nõges, P., Jones, I. D., Laas, A. 2017. Atmospheric stilling leads to prolonged thermal stratification in a large shallow polymictic lake. *Climatic Change*, 141(4), 759-773.

Y

- Yan, L., Zheng, M. 2015. The response of lake variations to climate change in the past forty years: A case study of the northeastern Tibetan Plateau and adjacent areas, China. *Quaternary International*, 371, 31-48
- Yin, R.K. 2003. *Case study research: design and methods (3rd ed.)*. California, USA: Sage Publications, Inc.
- Yllañez, E. 1979. Hoja geológica 46f, Uzcudúm (1:200.000). Servicio Geológico Minero Argentino (inédita).

Z

- Zeileis, A., Leisch, F., Hornik, K., Kleiber, C. 2002. Strucchange: An R Package for Testing for Structural Change in Linear Regression Models. *Journal of Statistical Software*, 7(2), 1-38.

**ANEXO.
ENCUESTA**

Nombre:
Sexo:
Edad:
Actividad:

1. USOS DEL AGUA

1.1. ¿Con qué frecuencia ha desarrollado Ud. o su grupo familiar directo las siguientes actividades recreativas en los últimos 12 meses?

	Nunca	1 - 2 veces	Mensual	Semanal (en temporada)	Semanal (todo el año)	Diaria (en temporada o todo el año)
Navegación (motor/vela)	<input type="checkbox"/>					
Navegación (kayak/canoa)	<input type="checkbox"/>					
Natación / Baño recreativo	<input type="checkbox"/>					
Travesía en vehículos todo terreno	<input type="checkbox"/>					
Ciclismo	<input type="checkbox"/>					
Avistaje de pájaros/vida silvestre	<input type="checkbox"/>					
Campamento	<input type="checkbox"/>					
Excursiones	<input type="checkbox"/>					
Caminatas/running	<input type="checkbox"/>					
Caza	<input type="checkbox"/>					
Pesca	<input type="checkbox"/>					

1.2. ¿Ha desarrollado Ud. alguna de las siguientes actividades productivas en el área de la cuenca durante los últimos 12 meses? (recuerde que entendemos por cuenca al área irrigada directa o indirectamente por el río Senguer)

Agricultura (cultivos extensivos)	<input type="checkbox"/>
Agricultura (cultivos intensivos)	<input type="checkbox"/>
Ganadería extensiva (pastoreo)	<input type="checkbox"/>
Ganadería intensiva (feedlots)	<input type="checkbox"/>
Pesca	<input type="checkbox"/>
Caza	<input type="checkbox"/>
Comercio	<input type="checkbox"/>
Prestación de Servicios Turísticos	<input type="checkbox"/>

1.3. ¿Cuál es su ACTIVIDAD LABORAL principal?

1.4. ¿Su actividad laboral principal involucra el USO DEL AGUA? ¿Para qué? ¿De dónde se obtiene?

2. RECONOCIMIENTO DE LA PROBLEMÁTICA BAJO ESTUDIO

La cuenca del Río Senguer ha experimentado cambios a lo largo del tiempo y fundamentalmente entre estaciones. Por favor marque en las celdas correspondientes su grado de acuerdo con cada una de las siguientes afirmaciones.

	Totalmente en desacuerdo	En desacuerdo	Ni de acuerdo ni en desacuerdo	De acuerdo	Totalmente de acuerdo
a. El caudal de agua en la cuenca varía notablemente a lo largo del año	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
b. Los cambios en el caudal de agua responden mayormente a causas naturales	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
c. Los cambios en el caudal de agua responden mayormente a factores humanos	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
d. Los cambios en el caudal de agua responden a factores climáticos y humanos en forma conjunta.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
e. Los cambios en el caudal de agua afecta a los lagos Musters y ColhuéHuapí.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
f. Los efectos de las fluctuaciones en el caudal de agua pueden atenuarse con adecuada infraestructura hídrica	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
g. Los efectos de las fluctuaciones en el caudal de agua pueden eliminarse con adecuada infraestructura hídrica	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
h. Las variaciones estacionales implican la desaparición temporal del Lago ColhuéHuapí	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

3. EFECTOS DE LOS CAMBIOS EXPERIMENTADOS

En algunos años el Río Senguer presenta un incremento o disminución muy grande de su caudal.

SI NO

3.1. ¿Recuerda algún año o evento particular (crecida o sequía extrema del río)?

3.2. ¿Se ve su actividad productiva afectada por estos fenómenos?

SI NO

¿De qué manera?

3.3. La disminución extrema del caudal del Río Senguer puede producir la desaparición temporal del Lago Colhué Huapí. En su opinión, este fenómeno se debe a causas:

Naturales Humanas Naturales y Humanas en forma conjunta

¿De qué manera?

3.4. ¿Se ve su actividad cotidiana afectada por este fenómeno?

SI NO

¿De qué manera?

3.5. En su opinión, ¿afecta la desaparición del Lago Colhué Huapí algún aspecto social o económico de la cuenca?

SI NO

¿Cuál?