



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS E HIDROQUÍMICOS EN LA LAGUNA
DEL NEGRO FRANCISCO, Y SU IMPACTO EN UN ÁREA SILVESTRE
PROTEGIDA**

Maccarena Pía Naveas Díaz

2022



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS E HIDROQUÍMICOS EN LA LAGUNA
DEL NEGRO FRANCISCO, Y SU IMPACTO EN UN ÁREA SILVESTRE
PROTEGIDA**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de
GEÓLOGA

Profesora guía: Dra. María Pía Rodríguez Montecinos

Maccarena Pía Naveas Díaz

Copiapó, Chile 2022

Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a mis padres Susana y Víctor por su infinito apoyo y contención. A mi hermana Javiera por su compañía inquebrantable. A toda mi hermosa familia por las risas, abrazos y amor incondicional. En especial agradezco a mi tía Maty por su dulce sonrisa, palabras y enseñarme a valorar el ahora.

A Conaf por facilitar su refugio en la Laguna del Negro Francisco, a mi profesora guía María Pía y a todo el Departamento de Geología de la Universidad de Atacama. A cada profesor(a) que nutrió e inspiró mi camino en las Ciencias de la Tierra, en especial Manu, Tati y Make.

A mis compañeros(as) y amigos(as) de la carrera por hacer de estos largos años universitarios un recuerdo maravilloso y divertido. Al equipo de Geoturismo Lickanantay por vibrar y coincidir en esta experiencia, les quiero mucho. A mi partner Badith, por cada palabra y gesto de amor, por las aventuras y el buen vivir.

Finalmente, gratitud infinita a la Tierra. En ti puedo perder la “compostura”, eliminar cualquier juicio, sentirme libre y entrelazarme con tu esencia. Agradezco tu cobijo y que la vida me haya premiado para entender parte de tu historia.

RESUMEN:

La Laguna del Negro Francisco pertenece a una cuenca endorreica donde se desarrollaron dos lagunas; una salobre y otra salada, ambas de poca profundidad (hasta 1,1 m) y situadas en el extremo sur de la Depresión de los Salares. La zona se caracteriza por importantes contrastes térmicos entre el día y la noche, predominando un clima de desierto frío de montaña. Las particularidades hidroquímicas de lagunas en cuencas endorreicas y climas áridos es variable, principalmente, debido a cambios en la piezometría. El estudio multidisciplinar, mediante una aproximación geomorfológica e hidroquímica del registro de la Laguna del Negro Francisco, permitió identificar cambios en el nivel del agua de las lagunas, registrando en este trabajo tres grupos de paleocostas (PLC1, PLC2, PLC3). Una de las formas del relieve importantes en el actual sistema lacustre es la barrera de material aluvial, cuya altura provoca una separación parcial, dando origen a lagunas con concentraciones salinas diferentes. El sector noroeste tiene aguas con características de salmuera (conductividad eléctrica de 156,6 mS/cm) y el sector sureste aguas salobres (conductividad eléctrica entre 2,55 - 10,14 mS/cm) del tipo sulfatada-sódica; óptimas para el asentamiento de aves altoandinas gracias a los flujos de agua desde la zona sur. Si bien hoy en día los cursos de agua son menores, el acuífero del río Astaburuaga mantiene estas características al drenar aguas de deshielos. Este sistema lacustre representa los relictos de un gran lago del Pleistoceno-Holoceno que permitió un ecosistema de mayor envergadura, con orillas de playa que se extendían, al menos, hasta ~1 km de la actual costa, pero que paulatinamente retrocedió. La disminución de aportes a las lagunas sumada a la futura utilización de agua por parte de la minería influiría directamente en la laguna salobre, quien aumentaría su salinidad, y por ende, afectaría su ecosistema. Además, existe un progresivo incremento de la evaporación evidenciado por las múltiples sales presentes en las orillas de las lagunas y también en la barrera que las separa, donde destacan nódulos centimétricos a milimétricos de boratos (ulexita), cuya génesis se asocia a antiguos sistemas volcánicos de la Franja de Maricunga (Mioceno-Plioceno). En la actualidad, el nivel de las aguas sigue descendiendo gradualmente, representando los estadios iniciales de lo que pronto se convertirá en un salar.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1. Presentación y contexto del problema de investigación	1
1.2. Hipótesis de trabajo.....	6
1.3. Objetivos	6
1.3.1. Objetivo general.....	6
1.3.2. Objetivos específicos	6
1.4. Ubicación y accesos	7
1.5. Estudios previos	8
CAPÍTULO 2: ESTADO DEL ARTE	10
2.1. Hidroquímica de cuencas endorreicas, Chile.....	10
2.1.1. Salares.....	13
2.1.2. Lagunas.....	14
2.2. Minería y extracción de agua, zona austral del desierto de Atacama	14
2.2.1. Casos de impacto ambiental	17
2.3. Structure from Motion - Multi View Stereo (SfM-MVS), aplicaciones en ciencias de la Tierra	19
CAPÍTULO 3: ÁREA DE ESTUDIO	24
3.1. Marco geológico.....	24
3.1.1. Geología regional.....	24
3.1.2. Geología local	28
3.1.2.1. Rocas y depósitos estratificados (figura 3.3)	32
3.1.2.2. Unidades volcánicas y subvolcánicas de la Franja de Maricunga (figura 3.3).	34
3.1.2.3. Rocas intrusivas (figura 3.3)	35

3.1.2.4. Fallas	35
3.2. Marco hidrológico.....	36
3.2.1. Clima.....	36
3.2.2. Precipitaciones	37
3.2.3. Evaporación	38
3.2.4. Redes de drenaje	39
3.2.5. Balance hídrico	41
3.3. Contexto geomorfológico.....	43
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍAS	46
4.1. Recopilación de antecedentes	46
4.2. Análisis geomorfológico	47
4.2.1. Obtención y procesamiento MDE e imágenes satelitales.....	48
4.2.2. Obtención y procesamiento de ortofoto y fotogramas aéreos	50
4.3. Análisis hidroquímico	51
CAPÍTULO 5: RESULTADOS	54
5.1. Estudio de las formas del relieve	54
5.1.1. Formas lacustres	54
5.1.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	63
5.1.2.1. Formas asociadas al río Astaburuaga.....	63
5.1.2.2. Formas asociadas a la barrera de material aluvial.....	71
5.1.2.3. Formas aluviales.....	78
5.1.3. Formas coluviales	79
5.2. Variaciones del nivel lacustre	80
5.3. Hidroquímica de la laguna salobre.....	83
5.3.1. Parámetros fisicoquímicos.....	85

5.3.2. Elementos mayores o principales	87
5.3.3. Variaciones hidroquímicas	91
CAPÍTULO 6: DISCUSIONES	96
6.1. Cambios en el paisaje.....	96
6.2. Evolución hidroquímica.....	99
6.3. Implicancias ecológicas	104
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	106
REFERENCIAS	108
ANEXO	123

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. a) Ubicación de la Laguna del Negro Francisco en la región de Atacama. b) Imagen sombreada del Modelo de Elevación Digital Alos Palsar (JAXA) con resolución espacial 12,5 m/px. Principales características; se indica canal que conecta a las lagunas y río Astaburuaga.	1
Figura 1.2. En verde se señala sitio Ramsar Complejo Lacustre Laguna del Negro Francisco – Laguna Santa Rosa. Asimismo, la zona sur del salar de Maricunga y las lagunas Santa Rosa y Negro Francisco pertenecen al Parque Nacional Nevado Tres Cruces. Extraído de CONAF.....	3
Figura 1.3. Rutas para acceder al área de estudio y principales yacimientos mineros del sector. En cuadrángulo rojo se ubica la Laguna del Negro Francisco, a ~4.134 m s.n.m. 7	7
Figura 2.1. Diagrama de evolución teórica de aguas sometidas a evaporación, propuesto por Hardie y Eugster (1970). La precipitación de los tres minerales fundamentales (calcita, silicatos de magnesio y yeso), determina cinco vías evolutivas. Extraído y modificado de Risacher <i>et al.</i> , 1999.....	12
Figura 2.2. Perfil geomorfológico de los depósitos salinos en el norte de Chile y sus principales componentes (23°30'S). Extraído de Gajardo, 2014.....	13
Figura 2.3. Mapa minero, principales yacimientos metálicos de la región de Atacama. Extraído de SERNAGEOMIN.	15
Figura 2.4. Gráficos de recursos y reservas de litio a nivel mundial. Los recursos son el resultado del proceso de exploración y son estimados usando modelos geocientíficos, mientras que las reservas representan el recurso mineral medido e indicado que es económicamente extraíble. Modificado de Donoso <i>et al.</i> , 2017.....	15
Figura 2.5. Caudales otorgados por unidad territorial y actividad. Extraído y modificado de Romero <i>et al.</i> , 2012.	17
Figura 2.6. Ilustración comparativa de SfM (C), Lidar terrestre (B) y aéreo (A). Extraído de Johnson <i>et al.</i> , 2014.....	21

Figura 3.1. a) Principales segmentos de los Andes según Gansser (1973) y su extensión desde Venezuela hasta Tierra del Fuego. b) Perfil esquemático de unidades morfoestructurales a los 27°28'S. En cuadrángulo rojo se ubica la zona de estudio (modificado de Charrier <i>et al.</i> , 2007 y Ramos, 2007).....	25
Figura 3.2. Panorámica de las lagunas, vista al NE. Se observa el Complejo Volcánico Copiapó (CVC), quien es parte de la Franja de Maricunga. Fotografía del vuelo de dron DJI Mavic 2 Zoom.	29
Figura 3.3. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio (modificado de Mpodozis <i>et al.</i> , 2012). Datum WGS 1984, Huso 19S.....	31
Figura 3.4. Fallas geológicas principales (modificado de Iriarte <i>et al.</i> , 1998 y Mpodozis <i>et al.</i> , 2012). Se señalan algunos de los centros volcánicos de la Franja de Maricunga. .	36
Figura 3.5. Batimetría en las lagunas salada y salobre. Extraído del EIA Proyecto Minero Volcán, Andina <i>Minerals</i> (GHD, 2012).....	40
Figura 3.6. Mapa de subcuencas hidrográficas. Extraído de Iriarte <i>et al.</i> , 1998.....	41
Figura 3.7. Entorno y rasgos geomorfológicos generales. MDE con resolución espacial de 12,5 m/px, sensor Alos Palsar (JAXA).	43
Figura 3.8. a) Vista de la cuenca Laguna del Negro Francisco. b) Acercamiento a la zona de estudio. Resolución espacial 12,5 m/px obtenido a partir del sensor Alos Palsar (JAXA).....	45
Figura 4.1. Aplicación con registros históricos. Laguna del Negro Francisco en: a) año 1988, b) año 2012.....	46
Figura 4.2. Software Agisoft Metashape Professional. Se muestra malla a color a partir de la cual se generó MDE, alcanzando una resolución de 29,3 cm/px. Se obtuvieron 255 fotografías con el dron DJI Mavic 2 Zoom, a una altura de vuelo de 410 m.....	49
Figura 4.3. Ortofoto/ortomosaico obtenido en el software Agisoft Metashape Professional.	51
Figura 5.1. Zona de estudio con la localización de los tres grupos de líneas de paleocostas. PLC1: morado; PLC2: verde oscuro; PLC3: naranja. Modelo de Elevación Digital Alos Palsar (JAXA) con resolución espacial 12,5 m/px.....	55

Figura 5.2. En morado línea del grupo PLC1. El relieve se caracteriza por un extenso llano cubierto de gravas y arenas donde se reconocen ligeras líneas de paleocostas, mayormente visibles desde tomas aéreas.....	56
Figura 5.3. Restos de vegetación asociados al grupo PLC2, dispuestos paralelamente a la costa actual.....	57
Figura 5.4. a) Sucesión de líneas de paleocostas a 45 m de la orilla sur, nótese los depósitos salinos y vegetación asociada. b) Pequeña calicata; se observan depósitos salinos con presencia de CaCO ₃ y sedimentos limo-arcillosos. c) Sedimentos finos negros y fétidos, ricos en restos orgánicos.	58
Figura 5.5. Vista en planta del sector S-SE. Se observan los antiguos niveles interpretados en este trabajo, junto a las líneas de paleocostas documentadas. PLC1: morado; PLC2: verde oscuro; PLC3: naranja. En amarillo abanico aluvial; en verde claro abanico deltaico. Fotografía obtenida del vuelo GEOTEC, año 1999 (SAF).....	59
Figura 5.6. Barrera que separa parcialmente a las lagunas. Fotografía obtenida del vuelo GEOTEC, año 1999 (SAF).....	60
Figura 5.7. a) Flecha morada indica la línea de paleocosta más distante (grupo PLC1). Además, coincide con el borde de un abanico modificado por la erosión lacustre. b) Vista en planta de la playa sur, laguna salobre. Nótese las numerosas líneas de paleocostas (grupo PLC3). c y d) Escarpes de playa de la orilla SW; vista aérea y terrestre respectivamente. e) y f) Escarpes de playa en la barrera de material aluvial.....	61
Figura 5.8. Zona con menor ancho de la laguna salobre, con afloramiento de islote que genera un mayor estancamiento de aguas hacia el oeste. Ortofoto obtenida del vuelo de dron Mavic 2 Zoom, Geoturismo Lickanantay, marzo 2020.....	62
Figura 5.9. Ubicación de Valle Ancho en la cuenca de Maricunga. En celeste río Astaburuaga, el que sirve como divisoria entre la cuenca de Maricunga y la Laguna del Negro Francisco. Divisoria de cuencas en color blanco. Obtenido a partir del MDE, con resolución espacial de 12,5 m/px, sensor Alos Palsar (JAXA).....	64

Figura 5.10. Vistas del curso inferior del río Astaburuaga. a) Lecho actual excavado en sedimentos holocenos, b) canal inactivo principal en las proximidades de la desembocadura.....	65
Figura 5.11. a) Vista en planta de la desembocadura tipo delta del río Astaburuaga, en rectángulo negro la zona con mayor escurrimiento superficial. b) Acercamiento a la orilla sur. Fotografía obtenida del vuelo GEOTEC, año 1999 (SAF).....	66
Figura 5.12. Vistas de las terrazas fluviales en el curso inferior del río Astaburuaga. a) y b) Depósitos del Astaburuaga, periferia de las lagunas.	67
Figura 5.13. Secciones realizadas en afloramientos que circundan al río Astaburuaga.	70
Figura 5.14. MDE de la barrera que separa parcialmente a las lagunas, resolución de 29,3 cm/px. En rojo se señala cubeta de agua con presencia de numerosas aves altoandinas; en blanco zona deprimida con agua de menor extensión. Un pequeño segmento del modelo no es representado debido a la incompleta captura de fotografías por fuertes vientos al momento de volar el dron. Obtenido a partir del vuelo de Mavic 2 Zoom, Geoturismo Lickanantay.....	71
Figura 5.15. a) Vista en terreno de los nódulos de ulexita en un nivel de arenas gravosas. b) Microfotografía de uno de los nódulos, 4X.....	72
Figura 5.16. Columna levantada a 48 m de la orilla de la laguna salada, a 4.140 m s.n.m. La base se encuentra ampliamente cubierta; la ilustración inicia desde los 185 cm para una mejor visualización. Se indica localización de la columna en el mapa adjunto a este trabajo.....	75
Figura 5.17. Columna levantada a 52 m de la orilla de la laguna salada, a 4.145 m s.n.m. La base se encuentra ampliamente cubierta; la ilustración inicia desde los 300 cm para una mejor visualización. Se indica localización de la columna en el mapa adjunto a este trabajo.....	76
Figura 5.18. Columna levantada a 42 m de la orilla de la laguna salada, a 4.143 m s.n.m. La base se encuentra ampliamente cubierta; la ilustración inicia desde los 295 cm para una mejor visualización. Se indica localización de la columna en el mapa adjunto a este trabajo de investigación.....	77

Figura 5.19. Camino principal que corta la base de la ladera del volcán La Laguna. Nótese las numerosas incisiones lineales, situado al sur de las lagunas. La ladera se encuentra recubierta de material heterométrico, sobre un substrato de litologías miocenas. Fotografía del dron Mavic 2 Zoom.....	79
Figura 5.20. Vistas pancromáticas de las superficies analizadas. En celeste superficie de las lagunas. En azul superficie de cuerpos de agua menores. a) Fotograma aéreo del 07 de enero de 1980, SAF, vuelo CH-60. b) Fotograma aéreo del 08 de enero de 1983, SAF, vuelo CH-30. c) Imagen satelital del 02 de enero de 1988, Landsat-5; se señala en rojo zonas con aumento superficial destacado. d) Imagen satelital del 10 de enero de 1991, Landsat-5. e) Fotograma aéreo del 07 de enero de 1999, SAF, vuelo GEOTEC. f) Imagen satelital del 12 de enero de 2012, Landsat-7. g) Imagen satelital del 09 de enero de 2014, Landsat-8. h) Imagen satelital del 10 de enero de 2020, Landsat-8.....	81
Figura 5.21. Comportamiento de las áreas superficiales de los espejos de agua de la Laguna del Negro Francisco.	82
Figura 5.22. Ubicación de los puntos de muestreo MN-1 y MN-2. Asimismo, se señalan puntos donde se registraron únicamente parámetros fisicoquímicos (P1, P2, P3, P4 y P5).	83
Figura 5.23. Complejo hídrico de las lagunas del Negro Francisco. C.E. corresponde a la conductividad eléctrica. Imagen aérea gentileza del fotógrafo Guy Wenborne.	84
Figura 5.24. Diagramas que visualizan la dispersión, simetría y el valor de la mediana de los parámetros fisicoquímicos registrados en la laguna salobre. La media es representada por una X.....	86
Figura 5.25. Diagrama de Piper para las dos muestras superficiales de la laguna salobre, MN-1 y MN-2 (en % de meq/l).....	89
Figura 5.26. Diagrama de Schoeller-Berkaloff que muestra las concentraciones de las aguas superficiales de la laguna salobre. Se comparan las muestras MN-1 y MN-2.....	91
Figura 5.27. Ubicación de los puntos de muestreo de mayo de 1995. Modificado de Risacher <i>et al.</i> (1999).	92

Figura 5.28. Diagrama de Piper para Fra-9 y Fra-15 (en % de meq/l). Las muestras se clasifican como cloruradas-sódicas a intermedias.	94
Figura 5.29. Diagrama de Schoeller-Berkaloff que muestra las concentraciones de 1995 (Fra-9, Fra-15) y 2020 (MN-1, MN-2).....	95
Figura 6.1. Diagrama de Schoeller-Berkaloff que muestra las concentraciones de iones y ubicación de Fra-15 y MN-1.....	102
Figura 6.2. Diagrama de Schoeller-Berkaloff con las concentraciones y ubicación de Fra-9 y MN-2.....	103

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Elementos mayores o principales disueltos en agua natural	12
Tabla 2.2. Referencias recientes utilizando SfM en subdisciplinas de la geomorfología.	22
Tabla 4.1. Características técnicas de los fotogramas e imágenes satelitales analizadas.	47
Tabla 4.2. Iones analizados en laboratorio.	52
Tabla 5.1. Extensiones superficiales de las lagunas salobre, salada y cuerpos de agua menores.	82
Tabla 5.2. Parámetros fisicoquímicos registrados en campo. MN-1 y MN-2 corresponden a los puntos de muestreo del análisis hidroquímico realizado en AGQ Labs Chile. C.E. corresponde a la conductividad eléctrica.	83
Tabla 5.3. Se presentan los resultados analíticos en mg/L obtenidos en el laboratorio AGQ Chile. Sistema de coordenadas WGS 1984 UTM, Zona 19S. Altitudes registradas mediante GPS Garmin eTrex 30x.	87
Tabla 5.4. Resultados analíticos en mg/L obtenidos por Risacher <i>et al.</i> (1999). Sistema de coordenadas WGS 1984 UTM, Zona 19S.....	92
Tabla 5.5. Se muestran los parámetros fisicoquímicos y sus promedios para los años 1995, 2018 y 2020. Los datos de los puntos Fra-9 y Fra-15 fueron extraídos de Risacher <i>et al.</i> (1999). P1, P2, P3, MN-1 y MN-2 corresponden a mediciones realizadas en este trabajo.	93

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Presentación y contexto del problema de investigación

La Laguna del Negro Francisco se localiza a 231 km al este de Copiapó, en el Parque Nacional Nevado Tres Cruces, región de Atacama (figura 1.1 a y b). Limita al este con la Cordillera Occidental y se encuentra interna en la Depresión de los Salares (Charrier, 2007), siendo la cuenca endorreica más austral de esta unidad morfo-tectónica. Su sistema lacustre comprende al menos 6.000 años de evolución (Grosjean *et al.*, 1997), desarrollando dos lagunas con diferente salinidad que se encuentran conectadas a través de un pequeño canal natural (figura 1.1b).

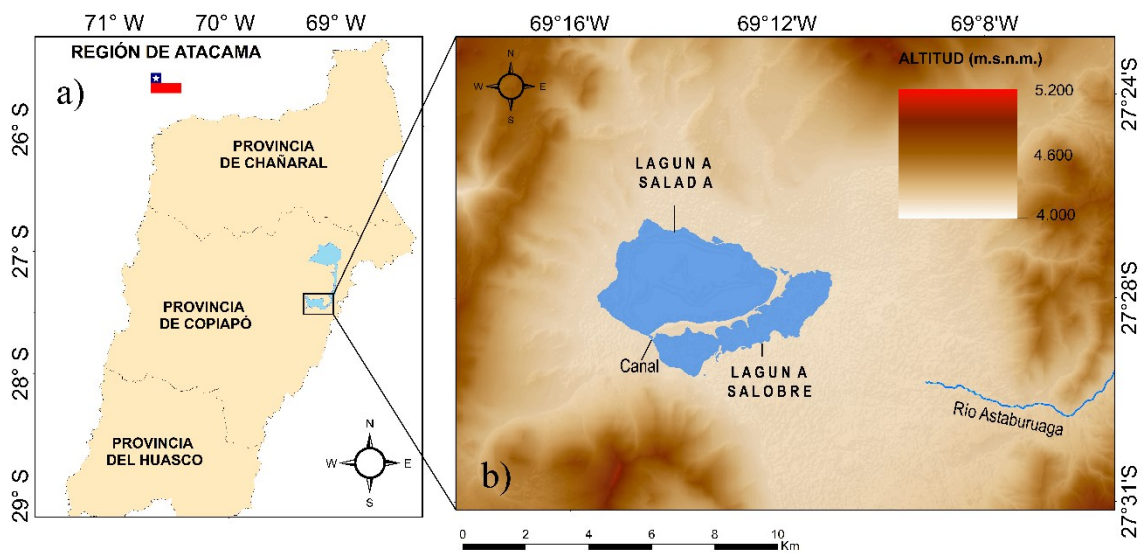


Figura 1.1. a) Ubicación de la Laguna del Negro Francisco en la región de Atacama. b) Imagen sombreada del Modelo de Elevación Digital Alos Palsar (JAXA) con resolución espacial 12,5 m/px. Principales características; se indica canal que conecta a las lagunas y río Astaburuaga.

La mayor descarga de agua la recibe la laguna salobre desde el sector suroriental a partir del río Astaburuaga (figura 1.1 b). Por otro lado, la laguna salada tiene menos recargas, recibiendo principalmente aportes a partir de la fusión nival que se canaliza en quebradas de la ladera sur del volcán Azufre (subcuencas del sector norte) y de la subcuenca Sierra

Monardes (al oeste de las lagunas), infiltrándose en el subsuelo para aparecer como pequeños afloramientos cercanos a la laguna. Esta diferencia de aportes genera que la laguna salobre rebalse parte de sus aguas hacia la laguna salada por el canal (figura 1.1 b), convirtiéndola además en una laguna abierta, en contraste, la laguna salada es totalmente cerrada, siendo la única vía de escape de sus aguas la evaporación, precipitando una mayor cantidad de sales (Risacher *et al.*, 1999).

El río Astaburuaga no sólo influye en el control de la salinidad, sino que también en el volumen de las lagunas, siendo el principal tributario de la cuenca, por lo que la extracción de sus aguas o de las napas alimentadas por él podría afectar significativamente su ecosistema (Behncke, 1987; Risacher *et al.*, 1999).

El año 2012 la Corporación Nacional Forestal de la región de Atacama dio cuenta de una afectación al Corredor Biológico Pantanillo – Ciénaga Redonda (Superintendencia del Medioambiente, 2016), sector aledaño a la Franja de Maricunga y a las lagunas del Negro Francisco y Santa Rosa (figura 1.2). Este se encuentra compuesto por vegas y bofedales resguardados por la CONAF, y es parte de un Sitio Ramsar, al que también pertenece Laguna del Negro Francisco (figura 1.2). La zona de Pantanillo – Ciénaga Redonda experimentó la disminución de su nivel freático generando el desecamiento, de al menos, 70 hectáreas de humedales altoandinos debido a la extracción de agua con fines mineros, causando un daño ambiental irreparable según el procedimiento administrativo sancionatorio (Superintendencia del Medioambiente, 2016).

Numerosas aves altoandinas realizan ocupaciones en las diferentes lagunas, vegas y bofedales de la región de Atacama, siendo históricamente Laguna del Negro Francisco la que mayor cantidad de aves presenta. Cada año CONAF realiza censos estivales en un periodo de tiempo reducido para obtener resultados fiables, esta actividad es coherente con los planes de conservación que se han desarrollado para algunas especies de aves, como por ejemplo los “flamencos altoandinos” (Rodríguez, 2006) y la “tagua cornuda” (Amado *et al.*, 2008). Esta última se alimenta y construye sus nidos a partir de macrófitas subacuáticas, restringiéndose a ciertos ambientes particulares y escasos, tales como

lagunas someras y de baja salinidad que permiten el desarrollo de esta vegetación en sus orillas (Araneda y Amado, 2013), por lo que la laguna salobre del Negro Francisco constituye un hábitat inmejorable para su asentamiento. No obstante, la población de “tagua cornuda” en la zona ha disminuido; el año 2011 se censaron 1.049 ejemplares, mientras que el 2019 sólo 606 (Censo Estival de Aves Altoandinas, 2011, 2019). Por otro lado, en los años 2012 y 2013 la cantidad de “flamencos” también disminuyó notoriamente en las lagunas en comparación con el año 2011 (1.140 y 2.443 ejemplares menos, respectivamente), coincidiendo esta fluctuación con la afectación al Corredor Biológico (Censo Estival de Aves Altoandinas, 2011,2012,2013).

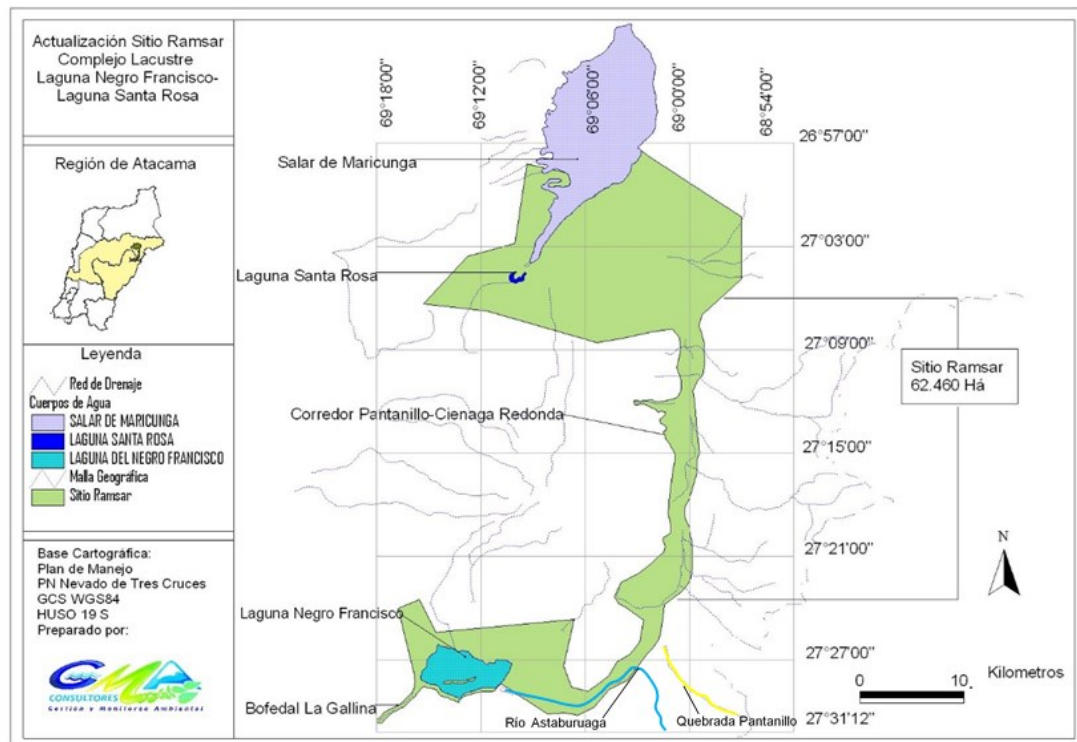


Figura 1.2. En verde se señala sitio Ramsar Complejo Lacustre Laguna del Negro Francisco – Laguna Santa Rosa. Asimismo, la zona sur del salar de Maricunga y las lagunas Santa Rosa y Negro Francisco pertenecen al Parque Nacional Nevado Tres Cruces. Extraído de CONAF.

El área de estudio se encuentra junto a la franja metalogénica de Maricunga, caracterizada por contener numerosos yacimientos tipo pórfidos y epitermales de alta sulfuración (Vila y Sillitoe, 1991; Sillitoe *et al.*, 1991; Mpodozis *et al.*, 1995), generando una constante

amenaza para el entorno natural por su cercanía a industrias mineras, que regularmente han ocupado recursos hídricos que se asocian a zonas de recargas de las lagunas (Contreras *et al.*, 2014). Entre los yacimientos cercanos a la zona de estudio se encuentra Lobo – Marte (*Kinross Gold*), La Pepa (*Yamana Gold - Mineros S.A.*), El Volcán (*Andina Minerals*), Pantanillo (*Orosur Mining*) y Maricunga (*Kinross Gold*) (figura 1.3). Recientemente se ha sumado la industria del litio con un potencial proyecto en las lagunas, a cargo de *MGX Minerals*.

La producción minera a gran escala en el sector inició en la década de los 80, sin embargo, con anterioridad existió una extracción de oro aislada por parte de pirquineros, alcanzando valores superiores a 5 g/t (AMEC, 2010). Maricunga, Lobo-Marte, Pantanillo y La Pepa fueron hallazgos de los 80, mientras que en los 90 fue descubierto El Volcán, todos yacimientos en la franja Miocena de la gran minería del oro (Cochilco, 2017). Dentro de este segmento la mayor explotación minera la desarrolló la Compañía Minera Maricunga de filial canadiense *Kinross Gold*, con su proyecto Refugio, comenzando su producción en 1996. Actualmente, las actividades de minado de Maricunga se encuentran suspendidas desde el 2016 por daños ambientales en el Corredor Biológico Pantanillo – Ciénaga Redonda (SNIFA, 2018).

Hasta hoy, se ha concedido un caudal anual promedio de 615 l/s en la cuenca de la Laguna del Negro Francisco, todos derechos permanentes y continuos otorgados a *Andina Minerals*, Compañía Minera Tres Cruces, Minera Anaconda y Minera Anglo- Cominco (Consulta en Dirección General de Aguas, 2019). Los primeros derechos de agua fueron cedidos en 1983 a Anglo-Cominco Limitada con un caudal anual promedio de 200 l/s (Consulta en Dirección General de Aguas, 2019). Esta minera operó entre los años 1988 y 1992 la “Mina Marte”, un yacimiento aurífero de baja ley y gran tonelaje (AMEC, 2011). Al presente, se pretende desarrollar la reapertura de esta mina, incorporando un segundo yacimiento denominado “Lobo”, proyecto liderado por *Kinross*, quien se encuentra finalizando su Estudio de Factibilidad luego de desistir su Estudio de Impacto Ambiental (AMEC, 2011). Asimismo, en 1983 se otorgaron 200 l/s (Consulta en Dirección General de Aguas, 2019) a Minera Anaconda, quien realizó la exploración inicial en Pantanillo

entre los años 1982 y 1984 (AMEC, 2010). Al presente, ningún prospecto en las proximidades de las lagunas ha iniciado la extracción de sus recursos minerales.

Mantener un equilibrio entre la protección del medio ambiente y el desarrollo económico de la región es una tarea compleja pero no imposible. En países nórdicos como Suecia y Finlandia, han explotado sus recursos mineros limitando el impacto medioambiental. Según Håkan Silfverlin (2016), Suecia ha desarrollado tecnologías innovadoras y eficientes, trabajo conjunto entre el sector privado, el Estado y las universidades, que le permite ser el mayor productor de hierro y plomo de la Unión Europea, al tiempo que también desarrolla otros minerales como plata, cobre y oro. Esta legislación hace hincapié en el cuidado del medio ambiente y desarrollo tecnológico, mezcla que ha facilitado a su industria minera alcanzar un alto nivel de automatización, limpieza total del procesamiento de gases, sistemas de agua cerrados y una reducción de accidentes a cero (Håkan Silfverlin, 2016).

En particular con este estudio se espera contribuir en el avance de un mayor entendimiento geológico, integrando la cartografía de las formas y depósitos del sistema lacustre, confeccionada a partir de herramientas de teledetección, fotografías aéreas y trabajo en terreno. Además, gracias a la información disponible se analizan las variaciones superficiales de las lagunas en los años 1980, 1983, 1988, 1991, 1999, 2012, 2014 y 2020; esta ventana temporal permite robustecer antecedentes en torno a su comportamiento desde antes que se otorgaran derechos de agua, igualmente, antes y durante la mayor explotación minera del sector, hasta el 2020 donde la industria minera no estuvo activa. Asimismo, en conjunto con comparativas de datos hidroquímicos de estudios previos obtenidos en 1995, realizados por Risacher *et al* (1999), y datos actuales obtenidos en este trabajo, se determinan variaciones en las concentraciones iónicas que podrían relacionarse con las condiciones ecológicas.

1.2. Hipótesis de trabajo

Las evidencias geomorfológicas y análisis de los cuerpos de agua de los años 1980, 1983, 1988, 1991, 1999, 2012, 2014 y 2020, en conjunto con datos hidroquímicos de 1995 (Risacher *et al.*, 1999) y 2020, permitirían enlazar cualitativamente fluctuaciones en el nivel de sus aguas y modificaciones en las concentraciones iónicas, proporcionando inferencias sobre el impacto en las condiciones ecológicas que ha enfrentado la Laguna del Negro Francisco.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Determinar cambios geomorfológicos en la Laguna del Negro Francisco considerando los años 1980, 1983, 1988, 1991, 1999, 2012, 2014 y 2020. Determinar cambios hidroquímicos en la laguna salobre a partir de estudios de 1995 realizados por Risacher *et al.* (1999) y resultados obtenidos en este trabajo.

1.3.2. Objetivos específicos

- Confeccionar una cartografía geomorfológica de la Laguna del Negro Francisco para identificar procesos y cambios evolutivos del paisaje lacustre.
- Establecer variaciones del volumen de los cuerpos de agua a partir de los años 1980, 1983, 1988, 1991, 1999, 2012, 2014 y 2020.
- Analizar parámetros hidroquímicos para determinar el tipo y clase de agua superficial de la laguna salobre, realizando una comparativa con estudios de Risacher *et al.* (1999).

1.4. Ubicación y accesos

La Laguna del Negro Francisco se ubica en la comuna de Tierra Amarilla, región de Atacama, a una distancia de 231 km al este de la capital regional Copiapó. Gran parte del camino se encuentra en buen estado. Sin embargo, el trayecto final es de ripio y tierra, apto para vehículos doble tracción. Los accesos desde Copiapó involucran dos rutas (figura 1.3); la principal es por el camino internacional Ch-31 hasta intersectar C- 601 en dirección hacia el sector La Puerta. Al llegar a la laguna Santa Rosa se deben recorrer 15 km hacia el este hasta localizar una bifurcación norte-sur, luego continuar por ruta C- 347 hasta arribar a la Laguna del Negro Francisco.

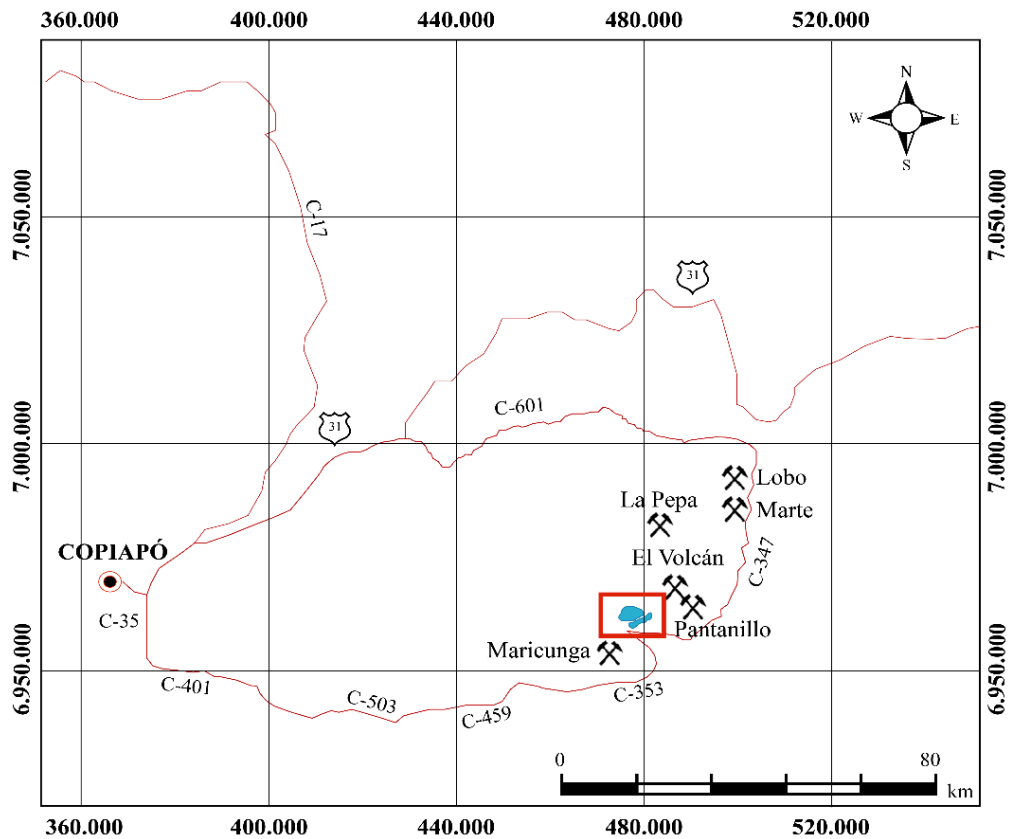


Figura 1.3. Rutas para acceder al área de estudio y principales yacimientos mineros del sector. En cuadrángulo rojo se ubica la Laguna del Negro Francisco, a ~4.134 m s.n.m.

La segunda alternativa involucra la ruta C-35 que conecta con localidades del interior, 13 km al sur de Tierra Amarilla se debe tomar un desvío hacia C-401. Se debe permanecer por ruta hasta divisar la vía que dirige a mina Maricunga (C- 353), 10 km al norte de este distrito minero se encuentra la zona de estudio.

1.5. Estudios previos

Antecedentes sobre las características de la Laguna del Negro Francisco tienen data desde 1909, donde figura en remotos planos del sector dividida en dos cuerpos de agua de una superficie conjunta de 14 Km².

Opazo y Rubio (1941) realizaron un estudio sobre el aprovechamiento de las aguas para regadío en Copiapó, en su trabajo relatan evidencias de personas que habrían visitado las lagunas, encontrándose con una «isla» que separaba ambas playas adyacentes.

Niemeyer (1968) describe una superficie inferior a 30 Km², mencionando que se encontraba «casi cortada en dos porciones desiguales por una isla alargada». Asimismo, Segerstrom (1968) estimó la superficie conjunta de los cuerpos de agua en 31 Km².

Behncke (1987) señala que la superficie conjunta de las lagunas no supera los 17 Km². En su estudio evaluó en detalle el balance hídrico de la cuenca, junto a un reconocimiento hidroquímico, hidrogeológico y biológico en la Laguna del Negro Francisco, resaltando la marcada discrepancia entre los dos cuerpos de agua. El autor denominó “Laguna Muerta” a la laguna con nula productividad biológica y concentración de sólidos disueltos de 330.000 mg/L, y “Laguna Flamenco” a la laguna con abundante presencia de aves altoandinas y contenido de sólidos disueltos de 5.000 mg/L.

Grosjean *et al.* (1997), realizaron un análisis de facies sedimentarias de los depósitos lacustres de las lagunas. Los autores utilizaron radiocarbono para datar los sedimentos, los cuales fueron divididos en cinco categorías, siendo la unidad 5 y 4 la primera fase del pasado histórico de la laguna, con cerca de 6.000 años. De acuerdo con los depósitos

estudiados, se interpreta un historial de cambios en las condiciones climáticas a mediados y a finales del Holoceno. Las condiciones climáticas totalmente áridas y con exposición subaérea del fondo del lago prevalece entre 6.000 y 3.800 AP, estas fueron interrumpidas por dos episodios húmedos en el Holoceno Tardío, alcanzando su máximo episodio de humedad en dos fases: entre los 3.000 a 2.600 AP y de 2.000 a 1.800 AP. Por otro lado, los autores registraron parámetros hidroquímicos, entre ellos, la conductividad eléctrica de la laguna salobre, arrojando 15.300 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Risacher *et al.* (1999), durante su campaña de terreno en mayo de 1995, registraron una superficie total de 24,8 Km^2 en la Laguna del Negro Francisco. En su estudio, analizaron e interpretaron los aportes y aguas de las lagunas, donde los dos cuerpos serían de tipo Na / Cl-SO₄, pero sólo la salada tendría precipitación de sulfato de sodio, con un fondo tapizado con una costra de mirabilita. Además, el volumen de aporte sería similar: 258 l/s para la laguna salobre y 229 l/s para la laguna salada. La laguna salobre es abierta, registrando un caudal saliente de 20 a 30 l/s y limitando su salinidad a valores inferiores a 10.000 mg/L. En tanto, la laguna salada totalmente cerrada presenta valores variables, entre 44.753 y 323.143 mg/L.

Iriarte y Venegas (2000) elaboraron un mapa de vulnerabilidad a la contaminación en los acuíferos de la cuenca, concluyendo que los sectores de vulnerabilidad extrema-alta corresponden a las inmediaciones de la laguna, mientras que la vulnerabilidad moderada –alta recae en las nacientes de las quebradas afluentes y también en las inmediaciones del cauce del río Astaburuaga en época de deshielos. El principal foco de contaminación sería el campamento de la mina Maricunga (proyecto Refugio en aquellos años).

CAPÍTULO 2: ESTADO DEL ARTE

2.1. Hidroquímica de cuencas endorreicas, Chile

Salvo una pequeña excepción en la Patagonia, la zona norte del país incluida dentro del Desierto de Atacama hospeda la totalidad de cuencas endorreicas en Chile (Errázuriz *et al.*, 1998). Bajo condiciones climáticas áridas donde la evaporación excede la precipitación, se han desarrollado depósitos de salares, lagos y lagunas con gradiente de salinidad marcado, donde la mayoría corresponde a cuencas de esta naturaleza, lo que indica una descarga por evaporación y en menor escala por evapotranspiración (Cervetto, 2012).

El régimen tectónico que gobierna a Chile está vinculado directamente con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, proceso que se relaciona con episodios volcánicos, que, junto a la aridez climática dominante en el norte del país, han conformado rasgos morfológicos característicos, como la Depresión de los Salares (Charrier *et al.*, 2007), unidad conformada por numerosas cuencas endorreicas que se encuentra entre la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Occidental.

El agua pura, una sustancia existente sólo en laboratorio, precisa de cautela para su preparación y conservación. En la naturaleza, el quimismo inicial de las precipitaciones interactúa con los suelos y materiales geológicos por donde circula, causando rápidamente alteraciones químicas, siendo el agua entonces, una sustancia muy activa que se enriquece en sales y minerales durante el recorrido, dependiendo de factores como el pH, la solubilidad de los minerales, el contenido de gases disueltos, el sistema donde tiene lugar la disolución (abierto o cerrado), el potencial redox, el efecto salino o de fuerza iónica y el efecto de ion común (Fagundo *et al.*, 2002).

Para que las aguas naturales incorporen ciertos componentes químicos actúan los elementos geomorfológicos, pedológicos, geológicos, climáticos, hidrogeológicos y

antrópicos, donde el escarpe de los macizos, el tipo de vegetación, el grado de erosión de los terrenos y la naturaleza de las propias formas del relieve, al igual que el tipo de suelo que yace sobre las secuencias estratigráficas, influyen de manera determinante (Reynerio y González., 2005).

La litología, por norma general, determina el tipo de agua, mientras que los aspectos vinculados al agrietamiento y porosidad de las rocas facilitan la disolución de los componentes, del mismo modo que el clima, quien interviene de forma activa en la dinámica de la meteorización mecánica y química de los macizos al permitir la fragmentación y posterior erosión (Reynerio y González, 2005). Por otro lado, la permeabilidad del acuífero, el tipo de flujo, su velocidad, así como la zona por donde se mueve el agua, inciden en el tiempo de contacto, permitiendo la incorporación de diversos componentes (Reynerio y González, 2005). Además, se debe destacar la modificación por acción de contaminantes, tanto atmosféricos como terrestres, antropológicos y biológicos (Cervetto, 2012).

En particular en los Andes, la actividad volcánica del Cenozoico ha aportado componentes químicos a las cuencas adyacentes (Gajardo, 2014), variando la composición y concentración de sus aguas. Es crucial esclarecer que la composición química del agua se relaciona directamente con el contenido relativo de sus especies disueltas, mientras que la concentración química expresa la cantidad de cada una de ellas.

Más del 99% de las sustancias disueltas en un agua corresponden a componentes mayoritarios (tabla 2.1) que se encuentran en general, en concentraciones superiores a 1 mg/L. En tanto, los componentes trazas involucran concentraciones inferiores a 0.1 mg/L, como los metales pesados.

Una variación sutil en las concentraciones iniciales de los componentes puede modificar la vía evolutiva y desencadenar en salmueras totalmente diferentes.

Tabla 2.1. Elementos mayores o principales disueltos en agua natural

Aniones	Cationes
Cloruro: Cl^-	Sodio/potasio: Na^+/K^+
Sulfato: $SO_4^{=}$	Magnesio: Mg^{++}
Bicarbonato: HCO_3^-	Calcio: Ca^{++}

Existen cinco vías evolutivas: 1) carbonatada, 2) sulfatada directa, 3) sulfatada alcalina, 4) sulfatada neutra, y 5) cálcica; estas llegan a tres mega-tipos o familias de salmueras: 1) tipo carbonatado (Na / CO_3 -Cl), 2) tipo sulfatado (Na / SO_4 -Cl) y 3) tipo cálcico (Na-Ca / Cl) (Risacher *et al.*, 1999) (figura 2.1).

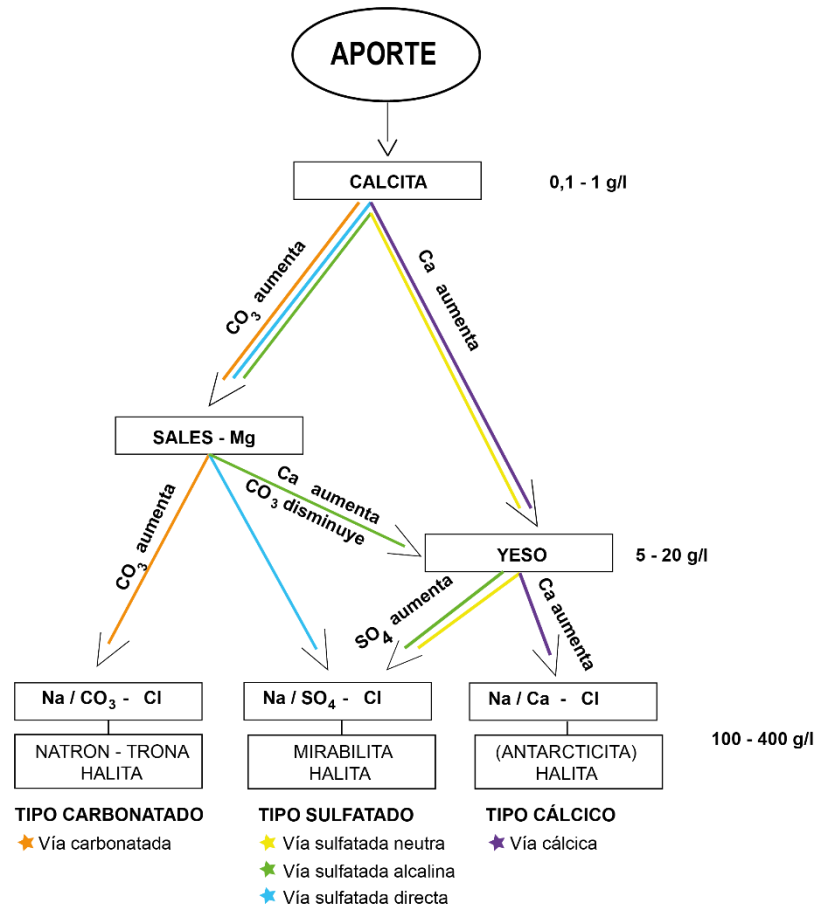


Figura 2.1. Diagrama de evolución teórica de aguas sometidas a evaporación, propuesto por Hardie y Eugster (1970). La precipitación de los tres minerales fundamentales (calcita, silicatos de magnesio y yeso), determina cinco vías evolutivas. Extraído y modificado de Risacher *et al.*, 1999.

Gran parte de las salmueras de las lagunas y salares chilenos pertenece a los dos megagrupos sulfatado y cálcico (Risacher *et al.*, 1999).

2.1.1. Salares

Corresponden a depósitos continentales compuestos por costra salina, salmuera y fracción clástica, con diferentes concentraciones de carbonatos, sulfatos, cloruros y boratos (Gajardo, 2014). Estos depósitos se pueden clasificar en salares de la Cordillera de la Costa, Depresión Central, Preandinos y Andinos (figura 2.2); los dos últimos albergan sustancias de interés económico como litio y sales de potasio y boro (Gajardo, 2014).

Según Risacher *et al.* (1999), es posible clasificar los salares en dos grandes grupos en función de la media de precipitación por año y evaporación potencial: 1) salares de la costa y del valle central; corresponden a salares inactivos con costras salinas muy secas, aquí se encuentran los yacimientos de nitratos y yodo. 2) Salares de la cordillera de los Andes; son actualmente activos y reciben aportes de agua de su cuenca de drenaje, se concentran por evaporación en lagunas superficiales donde precipitan sales evaporíticas.

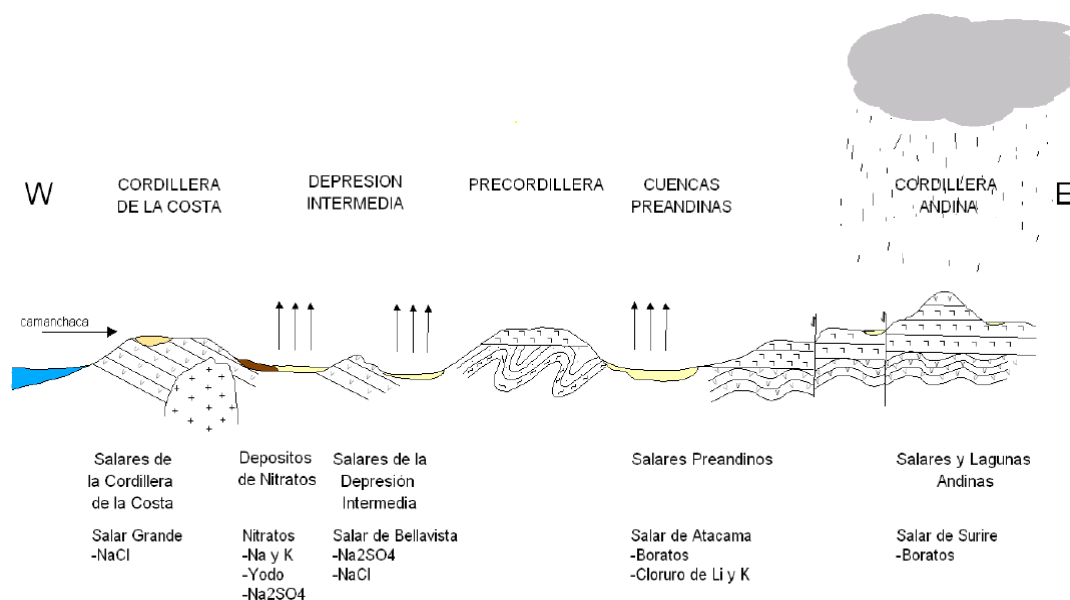


Figura 2.2. Perfil geomorfológico de los depósitos salinos en el norte de Chile y sus principales componentes (23°30'S). Extraído de Gajardo, 2014.

2.1.2. Lagunas

Risacher *et al.* (1999) propone tres tipos de lagunas en las cuencas cerradas del norte de Chile: 1) lagunas que van desde unos metros a decenas de metros, con composición química casi homogénea debido a los vientos que mezclan las aguas; 2) lagunas someras, que alcanzan desde unos centímetros hasta unos decímetros sobre la superficie de un salar, donde la intensa evaporación produce un gradiente de salinidad muy marcado; 3) tipo "ojos", provenientes de la disolución de una costra de sal por aguas diluidas, donde sus profundidades pueden alcanzar varios metros; se trata del afloramiento de la napa de salmuera que llena la porosidad de toda la costra. En total, se registran 39 lagunas sulfatadas y 19 lagunas cálcicas en el norte del país (Risacher *et al.*, 1999).

Las aguas de las lagunas en cuencas endorreicas pueden sufrir un incremento en la salinidad y modificaciones composicionales, principalmente, por redisolución de salmueras residuales y sales evaporíticas de antiguos salares, cambios en la piezometría o cursos de agua superficial e incluso un mayor tiempo de interacción con la litología (Risacher *et al.*, 1999; Cervetto, 2012).

2.2. Minería y extracción de agua, zona austral del desierto de Atacama

Al presente Chile produce siete minerales metálicos, ocupando el primer lugar a nivel mundial en la producción de cobre y el segundo en molibdeno (SERNAGEOMIN, 2019). En las regiones de Antofagasta y Atacama se concentra la mayor cantidad de proyectos mineros (Cifuentes y Cantallopts, 2018), siendo la cuna de importantes minas de cobre y subproductos (oro, plata y molibdeno) (figuras 2.3).

El desarrollo de la minería nacional se ha basado históricamente en la producción de minerales metálicos como cobre, hierro, molibdeno, manganeso, plomo, zinc, oro y plata. No obstante, en el último tiempo la minería no metálica ha prosperado con la industria del litio, donde Chile cuenta con importantes reservas a nivel mundial.



Figura 2.3. Mapa minero, principales yacimientos metálicos de la región de Atacama. Extraído de SERNAGEOMIN.

La zona norte del país es parte de lo que internacionalmente se conoce como “el triángulo del litio”, por concentrar las mayores reservas de este mineral (Donoso *et al.*, 2017). Cabe señalar que, las reservas y recursos globales de litio (figura 2.4) varían constantemente conforme se efectúan campañas exploratorias y se desarrollan nuevas tecnologías que optimizan o mejoran los procesos de extracción.

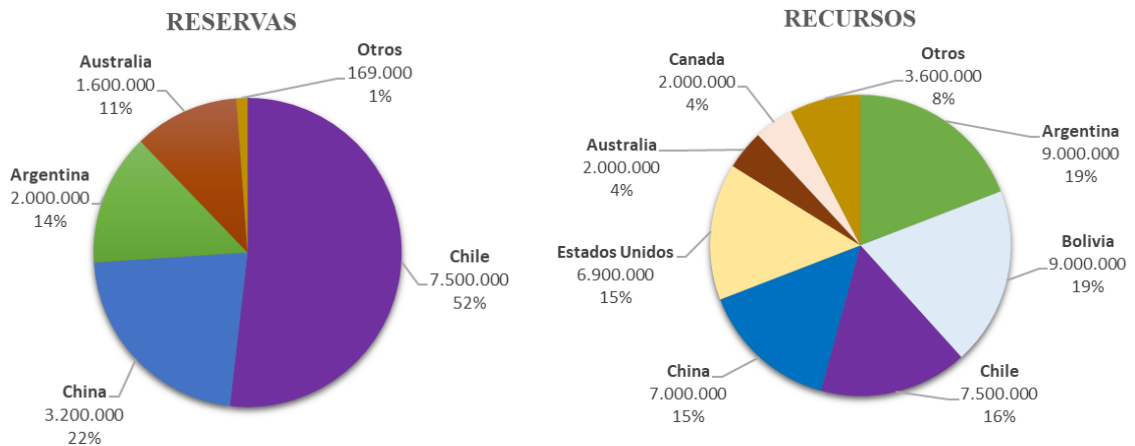


Figura 2.4. Gráficos de recursos y reservas de litio a nivel mundial. Los recursos son el resultado del proceso de exploración y son estimados usando modelos geocientíficos, mientras que las reservas representan el recurso mineral medido e indicado que es económicamente extraíble. Modificado de Donoso *et al.*, 2017.

En la región de Atacama, recientemente la industria del litio ha integrado potenciales proyectos en la Laguna del Negro Francisco (MGX *Minerals*), Pedernales (CORFO), Laguna Verde (*Wealth Minerals/ Enami*) y salar de Maricunga (Minera Salar Blanco), este último, el más cercano a iniciar su producción. El año 2018 el gobierno entregó el monopolio del salar de Maricunga a la filial de Codelco Salar de Maricunga SpA. La minera estatal contará con el Contrato Especial de Operación del Litio (CEOL) hasta el 31/12/2057, donde el proyecto denominado “Producción de Sales Maricunga” a cargo de SIMCO SpA, considera la explotación desde el sector nororiente del salar de Maricunga a una tasa de 275 l/s (SIMCO SpA, 2018). Durante el 2019 Codelco anunció un acuerdo no vinculante para desarrollar una empresa mixta junto a la minera Salar Blanco (MSB), quien considera una producción anual estimada de 20.000 toneladas de carbonato de litio (Minera Salar Blanco S.A., 2018). Actualmente, este proyecto sólo cuenta con la aprobación ambiental del Servicio de Evaluación Ambiental (SEA) para realizar exploración.

Con respecto a la minería metálica, en la cuenca del salar de Pedernales se extraen 630 l/s para abastecer las minas de El Salvador (Cobre) y La Coipa (Oro), mientras que, en la cuenca de Maricunga hasta el año 2012 existían 48 pozos de extracción, alcanzando un caudal otorgado de 3.318 l/s, abasteciendo a La Coipa, Maricunga y Cerro Casale (todos yacimientos de oro) (Romero *et al.*, 2012). Colindante a la cuenca de Maricunga, hacia el sur, se encuentra la cuenca de la Laguna del Negro Francisco, donde el caudal anual promedio entregado a: Andina *Minerals*, Compañía Minera Tres Cruces, Minera Anaconda y Compañía Minera Anglo – Cominco es permanente y continuo, sumando un total de 615 l/s en esa cuenca (Consulta en Dirección General de Aguas, 2019).

Se destaca que la mayoría de las abducciones que se realizan en el norte de Chile son para abastecer a la actividad minera (figura 2.5).

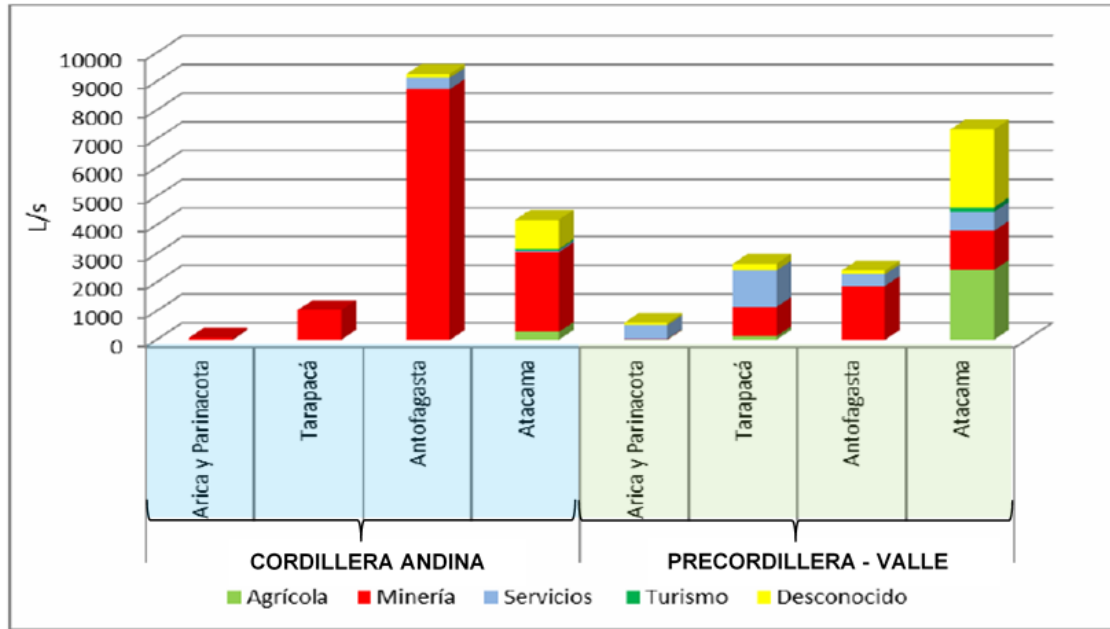


Figura 2.5. Caudales otorgados por unidad territorial y actividad. Extraído y modificado de Romero *et al.*, 2012.

2.2.1. Casos de impacto ambiental

El agreste desierto de Atacama comprende las áreas más secas de la Tierra, por otro lado, goza de reservas minerales portentosas y reconocidas a nivel mundial, que, para su comercialización, previamente requiere la utilización de grandes cantidades de agua. La mayor parte del agua que nutre al desierto proviene de los Andes Centrales, cuyas precipitaciones están controladas a macroescala, principalmente, por el comportamiento del Monzón Sudamericano y la Oscilación del Sur (Fenómenos El Niño y La Niña) (Romero *et al.*, 2012, 2013).

Existen variadas cuencas sujetas a una alta exposición en relación con la extracción de aguas y la actividad minera, siendo la región de Antofagasta una de las zonas de mayor complejidad (Romero *et al.*, 2012). Uno de los epítomes de daño ambiental causado por la minería en esa región, es el Salar de Punta Negra, ubicado en la Depresión de los Salares; la evidente reducción de las lagunas que se situaban en la superficie del salar

(Yáñez y Molina, 2008) incitó cesar la extracción de agua por parte de minera Escondida, quien actualmente ha optado por desaladoras de agua de mar.

Las minas que operan en la gran minería del oro en el norte de Chile son, en su totalidad, propiedad de compañías extranjeras, la mayoría canadienses (*Yamana Gold*, *Kinross Gold*, *Andina Minerals*, y *Mandalay Resources*), además de australianas (*Lachlan Star* y *Laguna Gold*) (Cochilco, 2017). Gran parte de los proyectos de este segmento se asocian a yacimientos de la Franja de Maricunga, situada en la región de Atacama (Cochilco, 2017), donde destaca el “Proyecto Minero Refugio”, localizado entre 4.400 y 4.500 m s.n.m.

La Compañía Minera Maricunga (filial de *Kinross Gold*), titular del proyecto Refugio, recibió su primera autorización en 1994, comenzando a operar en 1996. Fue en agosto del 2016 cuando recibió la sanción de clausura definitiva de los pozos de extracción de agua, debido al desecamiento irreparable de al menos 70 hectáreas del Corredor Biológico Pantanillo - Ciénaga Redonda, hasta el día de hoy, único sitio Ramsar de la región. La empresa minera apeló en contra de la sanción, siendo desestimada el 09 de octubre del 2018 por el Ilustre Segundo Tribunal Ambiental y la Excma. Corte Suprema. Según la Superintendencia del Medio Ambiente (SMA), Maricunga no cumplió con sus obligaciones de dar aviso y de adoptar las acciones necesarias e idóneas para hacerse cargo de los impactos ambientales no previstos, desencadenando la disminución del nivel freático en Pantanillo-Ciénaga Redonda, y su consecuente desecamiento. No obstante, se autorizó la extracción de agua necesaria para asegurar la recirculación de solución en las pilas de lixiviación, además de agua fresca para los trabajadores que deben permanecer en la faena de forma preventiva. Caso expuesto en el Sistema Nacional de Información de Fiscalización Ambiental (SNIFA, 2018).

En la cuenca del río Copiapó, región de Atacama, la extracción de agua por parte de la pequeña y mediana minería del cobre, y cultivos de exportación, ha causado estragos en la cuenca. Existen cerca de 134 pozos asociados a un caudal otorgado de 4.719 litros por segundo (Romero *et al.*, 2012). El acuífero recarga naturalmente cerca de 4.500 litros por

segundo, por lo que el libre otorgamiento de derechos de agua provocó tardíamente, que la DGA declarara a la cuenca como “Zona de Prohibición” de otorgamiento de agua el año 1994.

En la comuna de Alto del Carmen, región de Atacama, el proyecto Minero Pascua Lama a cargo de la empresa Barrick *Gold* intervino vegas de los altos Andes, afectando diversas especies de fauna y flora nativa, además del incompleto monitoreo de glaciares y la descarga de aguas ácidas al río Estrecho sin cumplir con las normas de calidad, entre los daños más críticos (Super Intendencia del Medio Ambiente, 2018). Luego de numerosas denuncias, la Superintendencia del Medio Ambiente (SMA) sancionó con la clausura definitiva al proyecto, además de una multa de unos \$7.000 millones (CLP); estas sanciones son el resultado de dos procedimientos sancionatorios (2013 y 2015), que fueron acumulados en un único expediente (Super Intendencia del Medio Ambiente, 2018).

2.3. Structure from Motion - Multi View Stereo (SfM-MVS), aplicaciones en ciencias de la Tierra

La técnica fotogramétrica Structure from Motion - Multi View Stereo (SfM-MVS) inició su desarrollo a partir de la década de 1980 con la primera generación de algoritmos agrupados bajo el nombre de SfM (Ullman, 1979), años más tarde comenzó el fortalecimiento de esta técnica al adherirse nuevos algoritmos que mejoraban los modelos, agrupados bajo el nombre de MVS (Seitz *et al.*, 2006). Estos son originariamente nubes de puntos que representan imágenes bidimensionales que posteriormente se transforman en superficies tipo Modelo Digital de Elevaciones (MDE) (Gomez *et al.*, 2016). Actualmente, SfM-MVS se utiliza para ejecutar reconstrucciones topográficas y tridimensionales de alta precisión y resolución espacial, a partir de una serie de fotografías aéreas o terrestres (Westoby *et al.*, 2012). Opera bajo los mismos principios que la fotogrametría analógica, en la cual la reconstrucción de la geometría se resuelve mediante la superposición de imágenes desplazadas, es decir, a partir de pares estereoscópicos. Sin

embargo, en SfM-MVS tanto el procesamiento de imágenes como la calibración y orientación de la cámara son automatizados, por lo que no es necesario conocer la posición y distancia al objeto en el momento de la captura, resultando ser una técnica simple que no requiere gran experiencia o medidas de control (Westoby *et al.*, 2012; James y Robson, 2012; Fonstad *et al.*, 2013). Esta ausencia de datos es resuelta mediante algoritmos computacionales que permiten una correlación automática de imágenes a través de procesos iterativos que calculan la información faltante. En algunas ocasiones, se dispone de ayuda para este proceso, ya que la mayoría de cámaras digitales exportan algunas características físicas sobre el momento de captura y las almacenan en los llamados metadatos, información adicional que no forma parte en sí de los datos del archivo, pero que lo complementan, como por ejemplo, la distancia focal (Morales, 2016). Por otro lado, tampoco se requieren puntos de control para obtener el modelo 3D, sólo son necesarios si se desean georreferenciar los resultados, para este caso, es conveniente que los puntos de control se ubiquen cerca de los límites de la zona a reconstruir y distanciados entre sí. Si esto no es posible, se pueden utilizar comparaciones relativas usando áreas que se sabe que no han cambiado (James y Robson, 2012).

Existen variados softwares basados en SfM que integran en la misma interfaz soporte para MVS, que recordemos, explota las características geométricas de la visión estereoscópica para conseguir la densificación de la nube de puntos resultantes, obteniendo más detalles en la reconstrucción final (Morales, 2016). Entre los softwares más utilizados se encuentra VisualSfM (Changchang Wu, 2013) y Agisoft Metashape Professional. En particular Agisoft Metashape Professional se caracteriza por la implementación de variados algoritmos que llevan a cabo la reconstrucción de la escena en cuestión, los principales son el SIFT (Lowe, 2004), que identifica para cada imagen rasgos que resultan invariantes respecto a la escala, rotación de la imagen, cambios en los puntos de vista tridimensionales e iluminación, y el Bundler Adjustment, cuyo objetivo es reconstruir de manera simultánea la estructura tridimensional, las variables de calibración (parámetros intrínsecos) y las posiciones - orientaciones de la cámara (parámetros extrínsecos), dando como resultado una nube de puntos dispersa o abierta, y el MVS (Furukawa y Ponce,

2010), los cuales permiten obtener una nube de puntos densa, usualmente de millones de puntos con posición X, Y, y Z (Guardo *et al.*, 2021).

Esta técnica se ha transformado en una importante herramienta para la geología estructural (Johnson *et al.*, 2014; Jordá-Bordehore *et al.*, 2016; Tomás *et al.*, 2016; Zuñiga, 2016; Uribe y Romel, 2019), permitiendo completos análisis. Asimismo, en geotecnia ha facilitado los estudios geomecánicos de macizos rocosos para su caracterización y detección de cambios (Tomás *et al.*, 2016). Las aplicaciones son amplias e involucran variados subcampos de las geociencias (geomorfología, tectónica, geología estructural, minería), además de arqueología, arquitectura y agricultura (Shervais, 2015). SfM-MVS es considerada un conveniente técnica por su bajo coste y facilidad de uso en comparación con LiDAR (figura 2.6) y la fotogrametría tradicional, con elevada calidad y excelentes resoluciones (Fonstad *et al.*, 2013; Johnson *et al.*, 2014; Micheletti *et al.*, 2015).

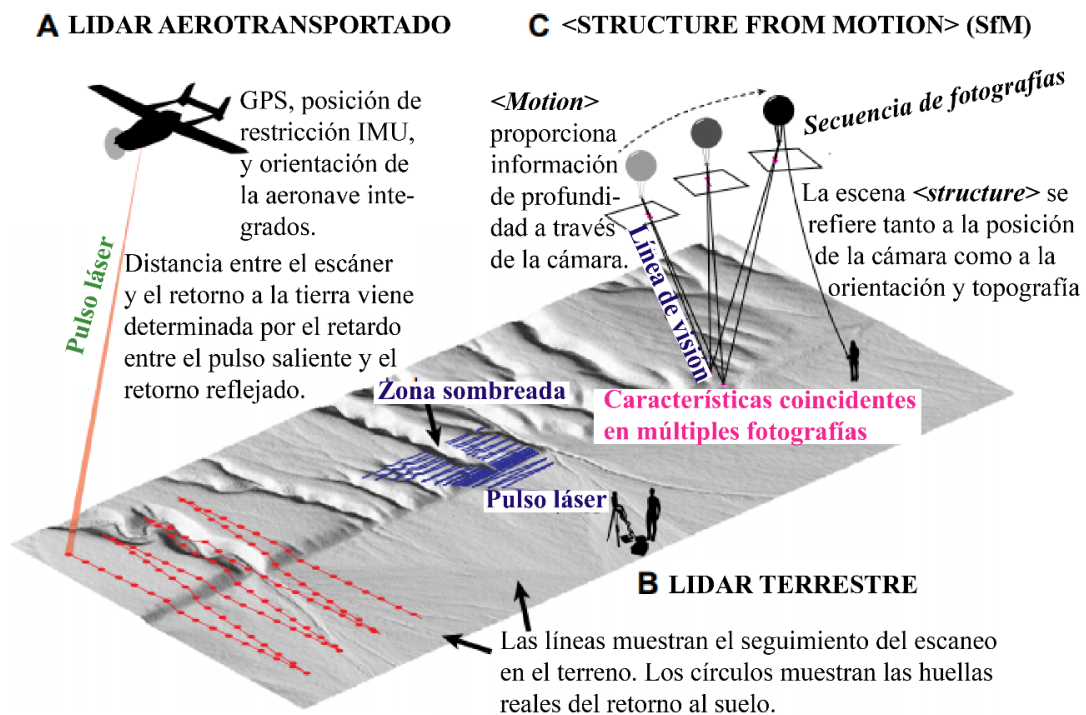


Figura 2.6. Ilustración comparativa de SfM (C), Lidar terrestre (B) y aéreo (A). Extraído de Johnson *et al.*, 2014.

Estos algoritmos automatizados han permitido analizar la dinámica de diversas geoformas históricas y recientes (James y Robson, 2012; Gomez-Gutierrez *et al.*, 2016; Muñoz-Narciso *et al.*, 2016, 2018; Llena *et al.*, 2018), convirtiéndose en una metodología de gran aplicabilidad e interés para la obtención de información geomorfológica, tanto a nivel planimétrico como topográfico (Llena *et al.*, 2018). La resolución de formas tridimensionales resultantes proporciona modelos consistentes para reforzar los análisis en diversas subdisciplinas de la geomorfología (tabla 2.2).

Tabla 2.2. Referencias recientes utilizando SfM en subdisciplinas de la geomorfología.

Subdisciplina	Referencias
Geomorfología fluvial	Javernick <i>et al.</i> , 2014; Woodget <i>et al.</i> , 2016; Llena <i>et al.</i> , 2018.
Geomorfología glacial/periglacial	Westoby <i>et al.</i> , 2012; Ryal <i>et al.</i> , 2015; Gomez-Gutierrez <i>et al.</i> , 2016.
Geomorfología litoral	James y Robson, 2012; Westoby <i>et al.</i> , 2012; Muñoz-Narciso <i>et al.</i> , 2016.
Geomorfología de laderas	James y Robson, 2012; Westoby <i>et al.</i> , 2012; Gomez-Gutierrez <i>et al.</i> , 2016.
Geomorfología eólica	Hugenholtz <i>et al.</i> , 2013.

Según Llena *et al.* (2018), los estudios realizados para obtener información geomorfológica histórica utilizando SfM-MVS son mejor aplicados en casos donde los cambios morfológicos son de gran magnitud (geomorfología glacial, geomorfología volcanológica o el estudio de grandes deslizamientos y desprendimientos), en contraste, en el campo de la geomorfología fluvial, por ejemplo, los cambios topográficos son de una magnitud relativamente baja, lo que dificulta su detección con esta metodología. No obstante, es posible obtener calidad en los resultados siguiendo un flujo de trabajo riguroso, donde se traten de minimizar los errores que vienen determinados principalmente por la calidad y resolución de fotogramas históricos, el grado de solapamiento, así como de la disponibilidad y calidad de los puntos de control (Llena *et al.*, 2018).

La calidad de imágenes históricas muchas veces no suele ser óptima (mal estado de conservación, errores en el proceso de escaneo), lo que provoca una reducción de la resolución original, con una consecuente modificación de la textura, siendo una de las principales limitantes de la densidad de la nube de puntos al influir en la identificación de elementos comunes entre fotogramas (Bakker y Lane, 2016; Llena *et al.*, 2018). Sin embargo, una corrección de la imagen mediante el ajuste del contraste y exposición mejora la calidad y textura (Mertes *et al.*, 2017).

CAPÍTULO 3: ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Marco geológico

3.1.1. Geología regional

La morfología de la subducción de la placa de Nazca bajo el continente sudamericano se caracteriza por cambios en su inclinación a lo largo del rumbo (Baranzangi y Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983; Pardo *et al.*, 2002). Estos cambios permiten dividir una zona de subducción plana que comienza cercano a los 26°S con una disminución gradual del ángulo; desde ~ 30° hasta alcanzar una pendiente subhorizontal de ~ 10° a los 33°S, y una subducción inclinada o normal al sur de esta última latitud, que subduce bajo el continente con una pendiente prácticamente constante de 27° (Pardo *et al.*, 2002).

El segmento de bajo ángulo o *flat slab* comprende desde los 27°S a los 33°S (Charrier *et al.*, 2007), y estaría controlado por la subducción del *Ridge* de Juan Fernández (RJF) (Gutscher *et al.*, 2000; Yáñez *et al.*, 2001), dorsal asísmica que se sitúa en la placa de Nazca sobre un punto caliente, y que habría migrado de norte a sur instalándose actualmente en la latitud de Valparaíso (33°S), hace unos 10 Ma (Yáñez *et al.*, 2001).

Gracias a la subducción a lo largo del margen oeste de Sudamérica se despliega el cordón continental más extenso del planeta, los Andes (figura 3.1a). Dentro de esta cadena existen tramos que presentan variaciones en su evolución, desarrollando características particulares e impulsando propuestas que establecen su segmentación (Gansser, 1973; Jordan *et al.*, 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Tassara y Yáñez, 2003).

La fisiografía de Chile está directamente relacionada con la subducción. Una sección a la latitud de la zona de estudio permite reconocer unidades morfoestructurales longitudinales, que de oeste a este corresponden a: Cordillera de la Costa, Cordillera de

Domeyko, Depresión de los Salares, Cordillera Occidental y Puna (figura 3.1b). La zona de estudio se sitúa en la Depresión de los Salares, en el sector central del segmento de los Andes Centrales (Gansser, 1973) (figura 3.1 a y b).

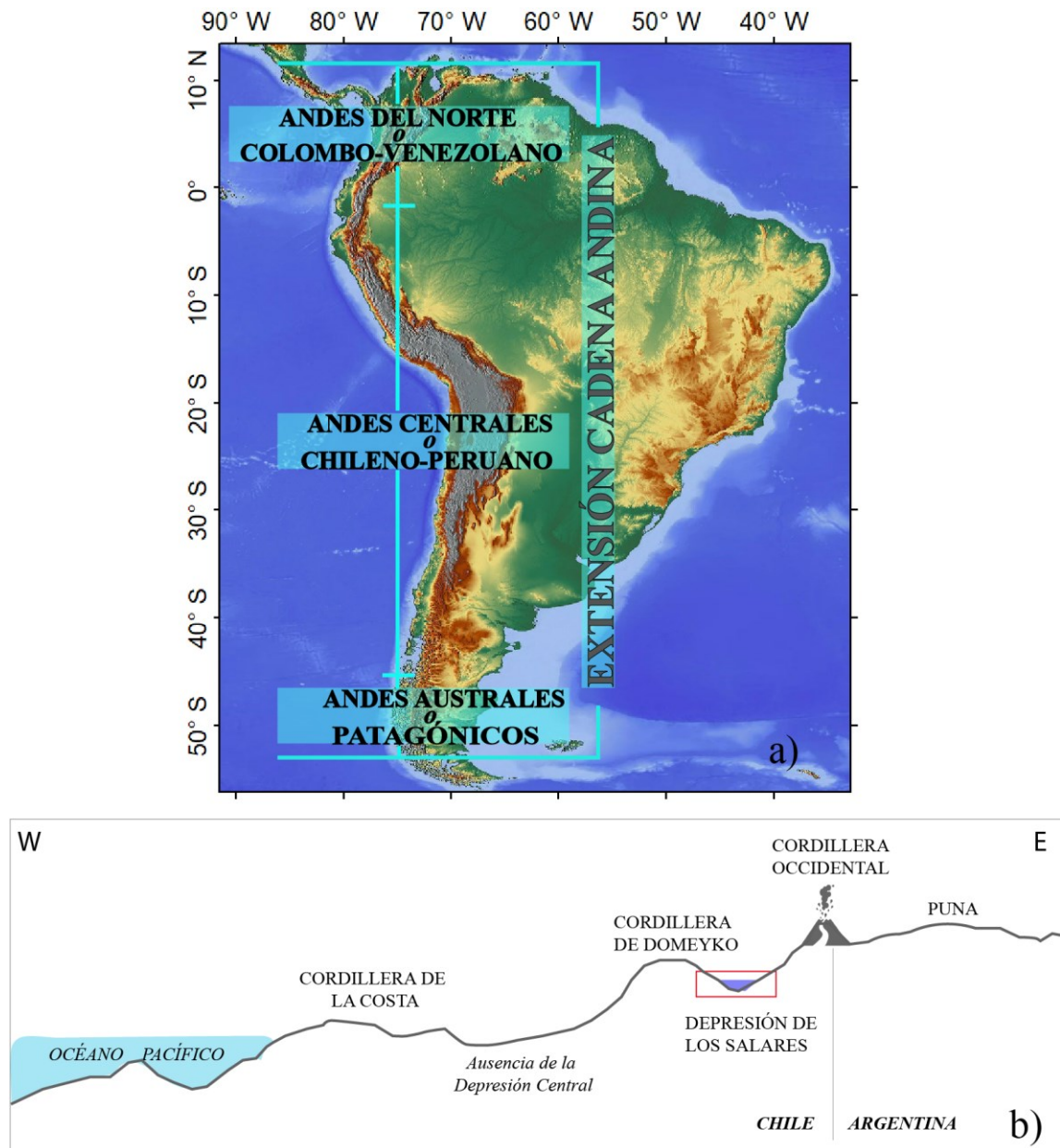


Figura 3.1. a) Principales segmentos de los Andes según Gansser (1973) y su extensión desde Venezuela hasta Tierra del Fuego. b) Perfil esquemático de unidades morfoestructurales a los 27°28'S. En cuadrángulo rojo se ubica la zona de estudio (modificado de Charrier *et al.*, 2007 y Ramos, 2007).

La Depresión de los Salares o también llamada Depresión Preandina, corresponde a una franja con bajos topográficos que presenta una orientación N-S a NNE-SSW, conformada por lagunas, salares y llanos. Esta depresión tectónica limita hacia el oeste con la Cordillera de Domeyko y al este con la Cordillera Occidental (figura 3.1b), situándose en el norte de Chile, entre los 21°S y 27°30' (Charrier *et al.*, 2007). La gran mayoría de los trabajos desarrollados en la zona se centran en la cuenca del salar de Atacama (región de Antofagasta), destacando por su registro estratigráfico continuo desde el Cretácico al reciente, siendo su cobertura clástica, gruesas secuencias continentales del Cretácico tardío al Neógeno (Arriagada *et al.*, 2006b). Estudios basados en la estructura y estratigrafía de la cuenca del salar de Atacama (Macellari *et al.*, 1991; Mpodozis *et al.*, 2005; Arriagada *et al.*, 2006a; Jordan *et al.*, 2007; Bascuñán, 2015) han impulsado el debate sobre la evolución y arquitectura de la Depresión de los Salares, que, a la fecha, posee escasa información disponible que permita generalizar un modelo tectónico integral de toda la unidad.

Las cuencas de la Depresión de Los Salares más reconocidas de norte a sur son: salar de Carcote, salar de Ascotan, salar de Atacama, salar de Imilac, salar de Punta Negra, salar de Pajonales, salar de Pedernales, salar de Maricunga y Laguna del Negro Francisco. Esta última, corresponde a la cuenca endorreica más austral de la Depresión Preandina, donde predominan fases volcánicas y subvolcánicas de la Franja de Maricunga recubiertas por depósitos estratificados del Cuaternario (Mpodozis *et al.*, 2012). La Franja de Maricunga está compuesta por una cadena de edificios volcánicos inactivos que representan las etapas iniciales del volcanismo del Cenozoico superior en los Andes Centrales. Esta franja se extiende desde el salar de Pedernales (26°S) hasta Cerro Pulido (28°15'S), bordeando las cuencas más australes de la Depresión de los Salares (Mpodozis *et al.*, 1995). La zona de la Laguna del Negro Francisco conserva un registro muy completo de la evolución del Cenozoico, revelando una estrecha y compleja relación entre volcanismo y deformación, donde se reconocen, a lo menos, dos eventos de extensión norte – sur, uno ocurrido probablemente en el Cretácico (?) y otro en el Mioceno medio (Mpodozis *et al.*, 1991).

Hacia el este de la Depresión de los Salares se ubica la Cordillera Occidental, donde actualmente se encuentra el arco volcánico de los Andes Centrales, que prácticamente delinea el límite internacional. Tiene unos 10 km de ancho y está formada por volcanes activos e inactivos.

Las unidades morfoestructurales presentes en la latitud de la zona de estudio reflejan la evolución de un arco magmático que ha migrado continuamente desde la Cordillera de la Costa (Paleozoico) hasta su posición en los Andes (Mpodosis y Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007; Oliveros *et al.*, 2020).

La actual configuración se habría desarrollado durante el Cenozoico a partir del Oligoceno (Isacks, 1988; Allmendinger *et al.*, 1997). Según Bissig y Riquelme (2010), la evidencia geomorfológica y de isótopos estables sugiere que la Cordillera de Domeyko habría alcanzado elevaciones de al menos 3.000 m s.n.m. ya en el Oligoceno temprano. Por otro lado, Riquelme (2007) sugiere que la región del antearco interno estaba conectada al océano Pacífico por un paisaje profundamente incidido, relleno con posterioridad posiblemente por la progresiva aridificación durante el Mioceno temprano-medio. La evolución posterior del paisaje estuvo en parte controlada por el levantamiento andino en el Mioceno medio, que propició la red de valles que cruza la región del antearco hacia el Océano Pacífico (Aguilar *et al.*, 2013).

Al norte de los 27,5°S domina un clima árido, con ocurrencia de precipitaciones durante el verano producto del Monzón Tropical, mientras que, al sur de dicha latitud se desarrolla un clima semiárido con bajas tasas de precipitaciones, concentradas fundamentalmente en los meses de invierno y asociadas a la acción de los vientos del oeste (Juliá *et al.*, 2008; Garreaud *et al.*, 2008). Estas características están determinadas por la ubicación latitudinal en la zona de los anticiclones subtropicales, rasgo climático que se ve acentuado por la corriente fría de Humboldt y el efecto de surgencia de aguas profundas, disminuyendo la capacidad de evaporación del océano Pacífico a la atmósfera e imposibilitando la formación de grandes nubes productoras de lluvias, conjuntamente, la Cordillera de los

Andes actúa como sombra orográfica impidiendo parcialmente el ingreso a Chile de las fuertes lluvias provenientes del Amazonas (Juliá *et al.*, 2008).

La altura topográfica de los Andes permite precipitaciones nivales, regularmente durante el invierno. Se han definido dos mecanismos que explican estas precipitaciones, ambos originados a partir del cinturón de vientos del oeste. El primer caso involucra frentes migratorios provenientes del sur oeste que penetran en la zona, en tanto el segundo se origina producto de la formación de un núcleo en altura o baja segregada que es capaz de viajar por la atmósfera, incluso cruzando los Andes e interactuando con el sistema de los vientos alisios o del este provenientes de la vertiente amazónica (Vuille y Ammann, 1997). El agua que drena hacia las cuencas endorreicas de la Depresión de los Salares viene principalmente de la fusión de componentes criosféricos de los Andes, quedando retenida en estos sistemas cerrados y generando que la mitad septentrional de la cuenca del río Copiapó prácticamente no reciba aportes criosféricos (Ulloa *et al.*, 2015).

La hiperaridización climática, entre otros aspectos, ha permitido preservar la forma original de los volcanes y conos desde el Oligoceno tardío, que bajo condiciones tectónicas extensionales y contractivas alternantes, desarrollaron eventos volcánicos entre los 26 Ma y 6 - 5 Ma (Mpodozis *et al.*, 1995; Charrier *et al.*, 2007). A los 4 Ma la actividad se extinguió en el sector de la Franja de Maricunga, concentrándose en la región del Ojos del Salado (Mpodozis *et al.*, 1995).

Producto del régimen tecto-magmático se forjaron condiciones para el desarrollo de cuencas endorreicas que retienen las descargas de agua, las que abandonan el sistema únicamente por evapotranspiración, infiltración y en mayor medida por evaporación, lo que contribuye a la formación de acumulaciones evaporíticas.

3.1.2. Geología local

La cuenca de la Laguna del Negro Francisco es una depresión volcano – tectónica con relleno sedimentario que se extiende por 930 Km². Alberga dos cuerpos de agua con

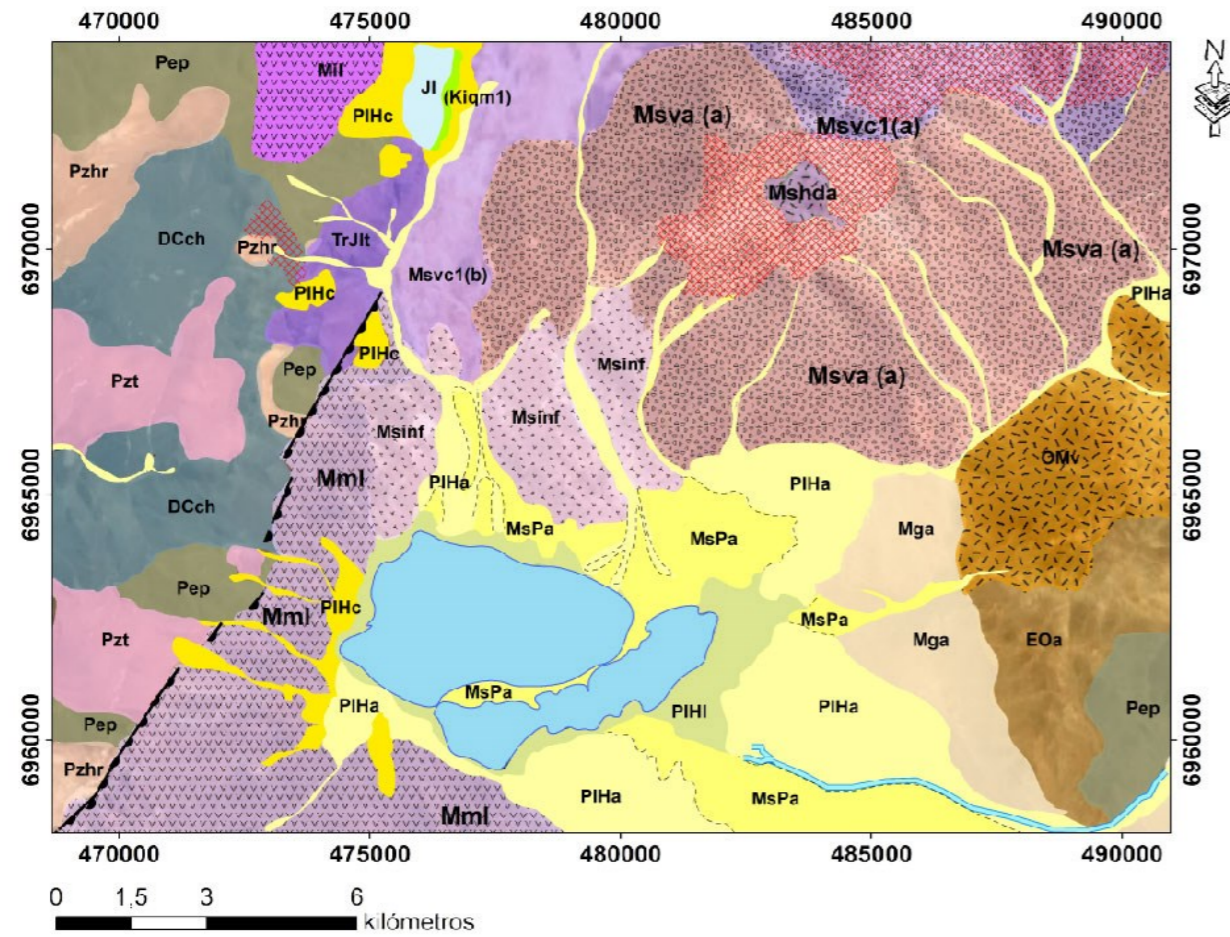
diferente salinidad divididos parcialmente por un cordón de material aluvial de ~5 km de extensión (figura 3.2). Se encuentra en la Depresión de los Salares, al oeste de la zona volcánica de los Andes Centrales (ZVC), en una transición suave entre el segmento con subducción inclinada y subducción subhorizontal (dentro del *flat slab*) y aledaña a la Franja de Maricunga (Mpodozis *et al.*, 1995).



Figura 3.2. Panorámica de las lagunas, vista al NE. Se observa el Complejo Volcánico Copiapó (CVC), quien es parte de la Franja de Maricunga. Fotografía del vuelo de dron DJI Mavic 2 Zoom.

El mapa diseñado (figura 3.3) se ha elaborado con base al trabajo realizado por Mpodozis *et al.* (2012). Dentro de las unidades que forman parte del basamento se encuentran rocas del Paleozoico superior de la Formación Chinchos (Mercado, 1982) y depósitos de plataforma cubiertos en discordancia por lavas de la Formación Pantanosos (Mercado, 1982). Además, se reconocen cuerpos intrusivos ácidos que representan los remanentes del eje magmático Paleozoico (Mpodozis *et al.*, 2012). Igualmente, hacia el norte de las lagunas afloran los miembros volcánicos y volcanoclásticos del Triásico superior – Jurásico inferior de la Formación La Ternera, interpretada como una cuenca de rift rellenada por potentes secuencias marinas y continentales (Brüggen, 1950; Mpodozis *et al.*, 2012). La Formación Lautaro se encuentra expuesta hacia el norte de las lagunas con una superficie que no supera los 2 Km², junto a la Formación Quebrada Monardes del Cretácico inferior, representando las condiciones imperantes del Jurásico temprano-

medio, para el cual se ha interpretado el desarrollo de una cuenca de trasarco, depositándose potentes secuencias sedimentarias marinas (Segerstrom, 1959; Mpodozis *et al.*, 2012). En el sector este de las lagunas están expuestas las Gravas de Atacama, derivadas del alzamiento andino y depositadas en respuesta a la erosión del alto topográfico como productos sinorogénicos (Mortimer, 1973). Las cumbres y laderas que rodean a los cuerpos de agua se encuentran constituidos principalmente por coladas y depósitos de la Franja de Maricunga, donde pórfidos y epitermales acontecen, formando, además, parte del registro migratorio del arco magmático hacia el este, emplazado actualmente a la altura del Nevado Ojos del Salado (Mpodozis *et al.*, 2012). Por otro lado, los depósitos estratificados recientes corresponden principalmente a lacustres, aluviales, coluviales y de remoción en masa (Mpodozis *et al.*, 2012).



SIMBOLOGÍA

- Laguna del Negro Francisco
- Contacto geológico inferido
- Contacto geológico observado
- Falla normal
- Río Astaburuaga
- Zona de alteración hidrotermal

Rocas y depósitos estratificados

Pleistoceno - Holoceno

- Depósitos aluviales (PIHa)
- Depósitos coluviales (PIHc)
- Depósitos lacustres (PIHl)

Mioceno superior - Plioceno inferior

- Depósitos aluviales antiguos (MsPa)

Mioceno medio - superior

- Gravas de Atacama (Mga)

Eoceno - Oligoceno

- Formación Astaburuaga (EOa)

Cretácico inferior

- Formación Quebrada Monardes (Kiqm1)

Jurásico inferior - medio

- Formación Lautaro (JI)

Triásico superior - Jurásico inferior

- Formación La Temera (TrJIt)

Pérmico

- Formación Pantanoso (Pep)

Devónico - Carbonífero?

- Formación Chinchas (DCch)

LEYENDA

Unidades volcánicas y subvolcánicas de la Franja de Maricunga

Mioceno superior

- Ignimbrita Negro Francisco (Msinf)
- Intrusivos hipabisales dacíticos (Mshda)
- Complejos de domos y lavas de composición dacítica del volcán Copiapó (Msvc1(a))
- Depósitos piroclásticos y lahares del volcán Copiapó (Msvc1(b))
- Coladas dacíticas y depósitos de bloque del volcán Azufre (Msva(a))

Mioceno medio

- Lavas andesíticas y daciandesíticas (Mml)

Mioceno inferior

- Lavas andesíticas y dacíticas (Mil)

Oligoceno - Mioceno

- Complejos de domos, cuerpos hipábisales y depósitos piroclásticos (OMv)

Rocas intrusivas

Paleozoico superior

- Intrusivos hipabisales de cerro Monardes (Pzhr)
- Tonalitas de quebrada Monardes (Pzt)

Figura 3.3. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio (modificado de Mpodozis *et al.*, 2012). Datum WGS 1984, Huso 19S.

3.1.2.1. Rocas y depósitos estratificados (figura 3.3)

Formación Chinchas (Devónico – Carbonífero?) (*Mercado, 1982*): secuencia sedimentaria clástica de areniscas y lutitas en alternancia. Se reconocen intercalaciones de calizas y bancos conglomeráticos, principalmente hacia techo (*Mpodozis et al., 2012*). Está cubierta en discordancia angular por la Formación Pantanoso. Asimismo, se encuentra en contacto por intrusión con unidades ígneas del Paleozoico superior.

Formación Pantanoso (Pérmico) (*Mercado, 1982*): corresponde a una secuencia de rocas volcánicas de hasta 1.000 m de espesor (*Mpodozis et al., 2012*) compuesta por lavas, flujos piroclásticos ácidos e intercalaciones de areniscas, conglomerados y brechas volcanoclásticas de un color rojizo. Es intruida por cuerpos plutónicos e hipabisales ácidos del Pérmico. El techo de la Formación Pantanoso está dado por una discordancia angular con la Formación La Ternera en el sector noroccidental de las lagunas.

Formación La Ternera (Triásico superior – Jurásico inferior) (*Brüggen, 1950*): definida inicialmente en la quebrada El Carbón como una sucesión predominantemente sedimentaria. Estudios posteriores definieron nuevos miembros; secuencias volcánicas y volcanoclásticas. Sobreyace en discordancia angular a la Formación Pantanoso y Chinchas al noroeste de la Laguna del Negro Francisco. En el área de estudio se reconocen andesitas, andesitas basálticas, basaltos, flujos piroclásticos e intercalaciones de brechas volcanoclásticas en aparente concordancia con la Formación Lautaro (*Mpodozis et al., 2012*).

Formación Lautaro (Sinemuriano-Bajociano) (*Segestrom, 1959*): secuencia sedimentaria marina fosilífera compuesta por areniscas, areniscas bioclásticas, calcilitas y calizas. Subyace en concordancia a rocas de la Formación Quebrada Monardes.

Formación Quebrada Monardes (Cretácico inferior) (*Muzzio, 1978; Mercado, 1982*): definida como una secuencia de conglomerados y areniscas rojas. La zona presenta areniscas medias a finas bien seleccionadas, con estratificación cruzada (*Mpodozis et al.,*

2012). Sobreyace concordante a la Formación Lautaro, situándose al noroeste de las lagunas. Cabe mencionar, que esta formación es portadora de restos fósiles de dinosaurios (Bell y Suárez, 1989) en el sector de quebrada El Patón (Cerro La Isla), al noroeste de las lagunas (fuera del mapa).

Formación Astaburuaga (Eoceno – Oligoceno) (Mpodozis *et al.*, 1995): secuencia de brechas, tobas y lavas andesíticas. Además, se reconocen intercalaciones de areniscas y conglomerados. Se dispone en discordancia erosiva sobre la Formación Pantanoso, en el sector de Pantanillo.

Gravas de Atacama (Mioceno medio – superior) (Mortimer, 1973): gravas polimícticas, mal consolidadas, con lentes de arenas gruesas. Incluye intercalaciones ignimbríticas débilmente soldadas y niveles de cenizas (Mpodozis *et al.*, 2012). Se encuentran hacia el este de las lagunas, cortadas por el drenaje actual.

Depósitos aluviales antiguos (Mioceno superior – Plioceno inferior): arenas medias intercaladas con gravas matriz-soportadas y bloques de bajo redondeamiento y selección; se observan lentes de arena fina a media (Mpodozis *et al.*, 2012). Constituyen depósitos de llanura de inundación y conos aluviales.

Depósitos lacustres (Pleistoceno – Holoceno): sedimentos pobremente consolidados formados por limos, arenas finas, arcillas y niveles de materia orgánica (Mpodozis *et al.*, 2012). Se emplazan en las orillas de las lagunas.

Depósitos coluviales (Pleistoceno – Holoceno): mezcla caótica de gravas mal seleccionadas. Se restringen a conos de deyección en quebradas y laderas de cerros (Mpodozis *et al.*, 2012).

Depósitos aluviales (Pleistoceno – Holoceno): constituidos por gravas, arenas gruesas y limos asociados al drenaje activo, ubicados principalmente en el llano del Negro Francisco, contiguo al cauce del río Astaburuaga. Se disponen estratigráficamente sobre los Depósitos aluviales antiguos (Mpodozis *et al.*, 2012).

3.1.2.2. Unidades volcánicas y subvolcánicas de la Franja de Maricunga (figura 3.3).

La Franja de Maricunga corresponde a una cadena de volcanes inactivos de composición andesítica a dacítica de unos 200 km de largo (Mpodozis *et al.*, 1995). Relacionados a este sistema volcánico se reconocen yacimientos y prospectos auríferos, tanto pórfidos de Au (\pm Cu) como sistemas epitermales de alta sulfuración (Vila y Sillitoe, 1991; Sillitoe *et al.*, 1991; Mpodozis *et al.*, 2012).

Hacia el este de las lagunas se hospeda mineralización vetiforme y diseminada de oro (prospecto Pantanillo, fuera del mapa), asociada a complejos de domos, cuerpos hipabisales y depósitos piroclásticos del Oligoceno-Mioceno.

Al noroeste del mapa afloran coladas de lava andesítica y dacítica no alteradas datadas en $22,1 \pm 1,3$ Ma (Mpodozis, 1995) de fuente y proveniencia desconocidas. Por otro lado, en el flanco norte del volcán La Laguna, zona suroeste del mapa, afloran coladas de andesitas y daciandesitas de hornblenda con orto - clinopiroxeno y escasa biotita de $12,1 \pm 4,0$ Ma (Iriarte *et al.*, 1995).

Entre los 12 – 7 Ma la actividad volcánica se concentró en el Complejo Volcánico Copiapó (CVC), representada por los volcanes Azufre, Azufre Norte y Copiapó (Mpodozis *et al.*, 2012). Al norte y noreste de las lagunas se emplazan coladas y depósitos de bloque del volcán Azufre de 12-9 Ma (Mpodozis *et al.*, 2012), donde su núcleo es intruido por hipabisales dacíticos de grano fino, asimismo, se registra una zona de alteración hidrotermal asociada, con mineralización aurífera del yacimiento El Volcán. Las lavas son de composición dacítica, con anfíbola y escaso piroxeno, y se encuentran junto a complejos de domos, lavas de composición dacítica, depósitos piroclásticos y lahares del volcán Copiapó (Mpodozis *et al.*, 2012).

La actividad volcánica del Nevado Jotabeche está representada hacia el norte de las lagunas por la “ignimbrita Negro Francisco”, depósitos de flujos piroclásticos de composición riolítica compuestos por tobas escasamente soldadas, posiblemente asociados al colapso inicial de la caldera Jotabeche (Mpodozis *et al.*, 2012) (situada al sur, fuera del mapa).

Finalmente, el frente volcánico migró hacia el este entre los 8 a 3 Ma, cesando por completo en la Franja de Maricunga (Mpodozis *et al.*, 2012) e instalándose actualmente en la frontera Chile – Argentina, a la altura del volcán activo más alto del mundo, el Nevado Ojos del Salado.

3.1.2.3. Rocas intrusivas (figura 3.3)

Se reconocen cuerpos plutónicos ácidos del Paleozoico superior que intruyen a las formaciones Chinchas y Pantanoso. Se identifica una aureola de contacto en la Formación Chinchas producto de la intrusión, la cual se representa por tonalitas y granodioritas, definidas por Mpodozis *et al.* (2012) como “tonalitas de quebrada Monardes” (287 Ma) en el sector occidental y norte de las lagunas.

En el mismo sector, se registran pórfidos riolíticos con cristales de ortoclasa, plagioclasa y “ojos” de cuarzo en contacto por intrusión con las formaciones Chinchas y Pantanoso. Mpodozis *et al.* (2012) los define como “hipabisales de cerro Monardes” (Paleozoico superior; < 287 Ma).

3.1.2.4. Fallas

La cuenca está delineada al este y al oeste por fallas inversas y normales que alzan los bloques paleozoicos. Hacia el este se sitúa una falla inversa de alto ángulo; la Falla Sierra El Colorado, y al oeste una falla normal; la Falla Negro Francisco (figura 3.4).



Figura 3.4. Fallas geológicas principales (modificado de Iriarte *et al.*, 1998 y Mpodozis *et al.*, 2012). Se señalan algunos de los centros volcánicos de la Franja de Maricunga.

3.2. Marco hidrológico

3.2.1. Clima

La clasificación clásica propuesta por Köppen (1948) divide cuatro tipos de clima basados principalmente en la variedad de vegetación: Desierto Costero con Nubosidad Abundante, Desértico Transicional, Desierto Frío de Montaña y Tundra de Alta Montaña. Estos matices climáticos varían en un corte transversal de oeste a este, influenciado principalmente por el relieve, las corrientes atmosféricas y la altura (Juliá *et al.*, 2008). La Laguna del Negro Francisco se caracteriza por temperaturas promedios de -1°C

(Risacher *et al.*, 1999, 2003) y valores reducidos de presión, densidad del aire y humedad atmosférica, predominando un clima de Desierto Frío de Montaña, donde el ritmo de las temperaturas se regula principalmente por la altitud, con diferencias estacionales e importantes contrastes térmicos entre el día y la noche (Koeppen, 1948; Iriarte *et al.*, 1998; Juliá *et al.*, 2008). Esta zona registra mayores precipitaciones invernales, originadas a partir de la banda circumpolar de sistemas migratorios del oeste (o cinturón de vientos del oeste). Según Vuille y Amman (1997) pueden ocurrir dos mecanismos que explican estas precipitaciones: el primero, una penetración de sistemas migratorios provenientes del suroeste, por lo general, por una situación de bloqueo en el sur del país (Vuille y Amman, 1997), y el segundo, por advección de humedad debido a la formación de un núcleo frío en altura o baja segregada. Por otro lado, las precipitaciones estivales son menores en comparación al altiplano del Norte Grande (Contreras *et al.*, 2014). Éstas, son causadas por altas presiones provenientes de la zona amazónica que viajan aportando calor y humedad, la llamada “Alta de Bolivia”.

Estudios anteriores evidencian períodos de humedad que han ocurrido en la historia geológica reciente del desierto de Atacama, principalmente incremento de los regímenes de lluvias y recarga de acuíferos en el flanco oeste andino (Kull y Grosjean, 1998; Rech *et al.*, 2002; Latorre *et al.*, 2003; Latorre *et al.*, 2013; López *et al.*, 2021), en particular en la Laguna del Negro Francisco, donde los análisis de sedimentos lacustres sugieren que las condiciones climáticas totalmente áridas dominaron entre los 6000 y 3800 AP., siendo interrumpidas por dos episodios húmedos que evidencian un clima más favorable alrededor de los 3000 a 2600 AP. y entre los 2200 a 1800 AP., atribuida a un aumento de las precipitaciones en la zona y relacionados con el cinturón de vientos del oeste (Grosjean *et al.*, 1997).

3.2.2. Precipitaciones

La información sobre el escenario meteorológico en esta área es imprecisa, las estaciones vigentes de la Dirección General de Aguas (DGA) más cercanas son Patos Grandes, Jorquera en La Guardia, Las Vegas e Iglesia Colorada, pero por su baja elevación no son

adecuadas para obtener ningún tipo de registro hidrológico aplicable a la Laguna del Negro Francisco. Recientemente (agosto 2021) un proyecto de bienes públicos de CORFO dio a conocer la instalación de estaciones meteorológicas en las cuencas de Maricunga y Laguna del Negro Francisco con el fin de monitorear los humedales altoandinos. Al presente, los datos no se encuentran disponibles para integrar en este trabajo.

Las precipitaciones son principalmente de carácter nival e invernales (Contreras *et al.*, 2014). Por otro lado, en el verano estas son escasas y líquidas, generando mayor escurrimiento superficial (Grosjean *et al.*, 1997). Este evento proviene desde la cuenca del Amazonas, es decir, del remanente de la Alta de Bolivia que llega debilitado a estas latitudes (Contreras *et al.*, 2014).

En el trabajo realizado por Grosjean *et al.* (1997) se describen precipitaciones de 250 mm anuales. Asimismo, Risacher *et al.* (1999, 2003) señalan 200 mm anuales. Por otro lado, Vuille y Ammann (1997), usando métodos de teledetección y observaciones de campo, identificaron un promedio de 4-5 nevadas por cada invierno (seis años de información, de mayo a septiembre) donde consideraron que es fuente de humedad predominante en la zona.

3.2.3. Evaporación

El área no dispone de estaciones meteorológicas con registro de evaporación de tanque. No obstante, Grosjean *et al.* (1997) estimaron la evaporación potencial, la cual excede las precipitaciones por un estimado de factor cinco. Por otro lado, Risacher *et al.* (1999, 2003) señalan una evaporación potencial de 1000 mm/año.

De acuerdo con el estudio realizado por la Pontificia Universidad Católica para la Dirección General de Aguas (DGA-PUC, 2009), se generó una curva de evaporación de tanque en función de la elevación, esto para cuencas del norte de Chile. El estudio estima que para alturas sobre los 3.000 m s.n.m. existe una disminución de la evaporación de unos 93,3 mm cada 100 m. Si bien no se tienen estaciones sobre los 3000 m s.n.m. en la

región de Atacama, es posible expresar un acercamiento considerando la altura media de la cuenca de la Laguna del Negro Francisco (4.547 m s.n.m.), suponiendo entonces una evaporación potencial de unos ~1.700 mm/año.

3.2.4. Redes de drenaje

La cuenca ocupa el depocentro de una gran depresión sin drenaje hacia el océano, limitando al norte y al sur por cumbres volcánicas inactivas. Las fluctuaciones del nivel hídrico han provocado el surgimiento de una barrera de material aluvial, la cual separa parcialmente dos cuerpos de agua; sector noroccidental salado y sector suroriental salobre.

La empresa GHD preparó el Estudio de Impacto Ambiental (EIA) del proyecto Minero Volcán de Andina *Minerals* Ltda., presentado el año 2012. De acuerdo con la batimetría realizada el 2011 en la Laguna del Negro Francisco (figura 3.5), las profundidades de las lagunas salada y salobre son bajas, con máximas de 1,05 y 1,1 m respectivamente.

El aporte hídrico se debe principalmente al derretimiento de las nieves de las cumbres y laderas que rodean la cuenca. Estos caudales se infiltran en el subsuelo para aparecer como afloramientos cercanos a las lagunas, existiendo pequeñas quebradas que vienen especialmente desde la ladera sur del volcán Azufre (subcuenca zona norte: quebrada de la Sal, Sierra Azufre, quebrada Azufre, quebrada El Desagüe) y de la subcuenca Sierra Monardes, al oeste de las lagunas, con escurrimiento superficial esporádico (figura 3.6). Sin embargo, el aporte más importante es el río Astaburuaga, curso de agua superficial de origen nival que vierte el grueso de sus aguas desde el SE hacia el NW, desembocando sus aguas actualmente de manera subterránea en la laguna salobre, con afloramiento de riachuelos en la orilla. Además, en periodos de crecida este río aporta agua hacia la cabecera de la subcuenca quebrada Ciénaga Redonda (Valle Ancho), quien es parte de la cuenca de Maricunga (Niemeyer, 1968).

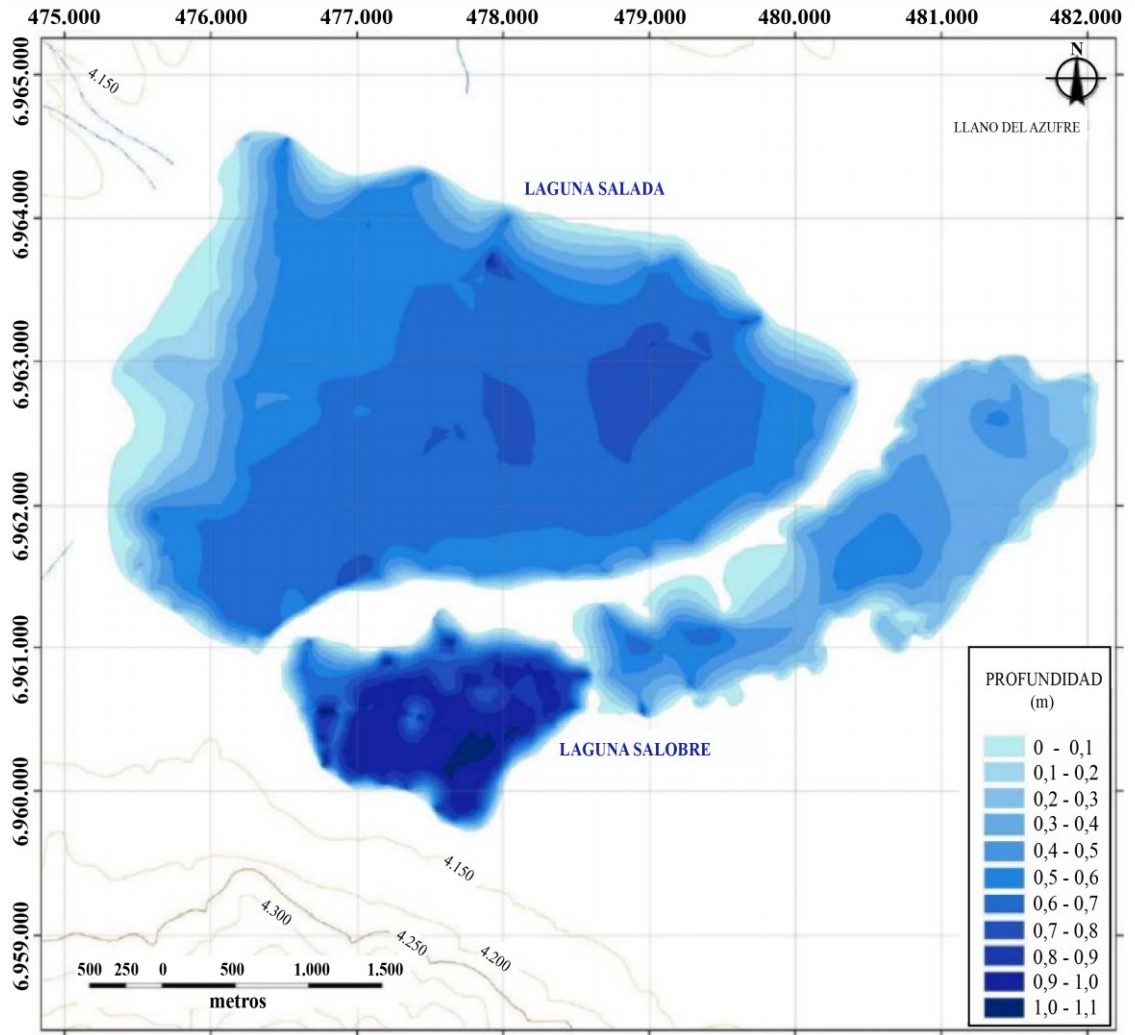


Figura 3.5. Batimetría en las lagunas salada y salobre. Extraído del EIA Proyecto Minero Volcán, Andina Minerals (GHD, 2012).

Otro de los aportes se originaría de manera subterránea desde la subcuenca del río La Gallina, situado al SW de las lagunas (Risacher *et al.*, 1999) (figura 3.6).

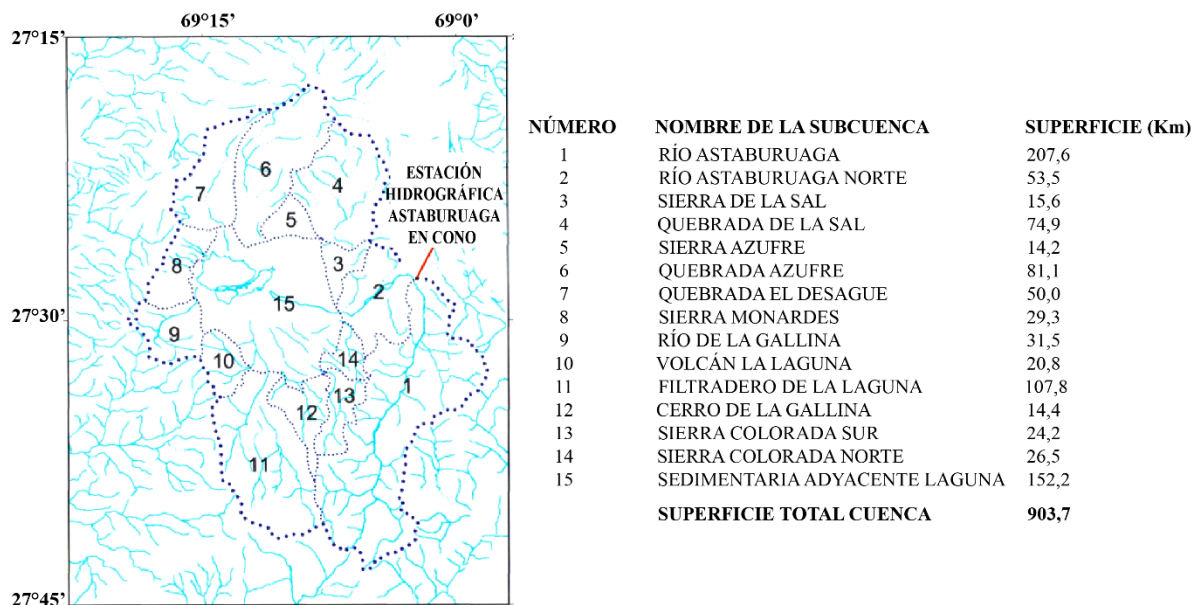


Figura 3.6. Mapa de subcuencas hidrográficas. Extraído de Iriarte *et al.*, 1998.

3.2.5. Balance hídrico

Según Behncke (1987) el balance hídrico es primordial a la hora de proteger el sistema ecológico del sector, en especial el de la laguna salobre, cuyo hábitat es totalmente dependiente del equilibrio hídrico del mismo. Esta laguna desagua hacia la laguna salada por medio de un pequeño canal natural, condición que sumada a los principales aportes del río Astaburuaga, controlarían la superficie del cuerpo de agua, y no los parámetros climáticos (Risacher *et al.*, 1999). Al contrario, la superficie de la laguna salada, totalmente cerrada, depende de la evaporación, de la pluviosidad y del volumen de aportes (Risacher *et al.*, 1999).

Las lagunas han exhibido cambios en su superficie reportados por diversos autores entre 1909 y 1987, quienes registraron variaciones entre 14 y 31 Km², mientras que su profundidad máxima varía entre 0,5 y 7 m, reflejando importantes variaciones del caudal entrante (Segerstrom, 1968; Niemeyer, 1968; Behncke, 1987). Entre los años 1986 y 1987, Behncke (1987) evaluó con detalle el balance hídrico del sector, considerando que tres

son los aspectos que gobiernan la cuenca: 1) características endorreicas y nulas filtraciones subterráneas, desencadenando una descarga por evaporación y en menor escala por evapotranspiración; 2) elevada altura de la cuenca (entre 4.108 y 6.000 m s.n.m.), lo que genera mayor precipitación de nieve y no lluvia en las montañas adyacentes, de manera que se produce un escurrimiento lento y subterráneo de las aguas; 3) el importante aporte del río Astaburuaga.

Behncke (1987) estima una recarga media anual de 309 l/s en las lagunas, evaluando además que el nivel de estas tiende al mínimo presumiblemente en los meses de febrero, marzo y abril, debido al término del deshielo y a la escasez de precipitaciones, por ende, la recarga sería en función de la capacidad de aporte de los acuíferos de la cuenca, existiendo tres áreas de interés hidrogeológico: 1) acuífero del río Astaburuaga; 2) acuíferos ubicados bajo los volcanes La Laguna y Azufre; 3) acuíferos sedimentarios de la depresión (Sedimentaria Adyacente Laguna) (figura 3.8). La recarga en temporada estival de la laguna salobre es de 157 l/s, con déficit de más de 100 l/s, lo que evidencia una baja continua de su nivel en esa temporada. En los meses restantes, y en especial en la laguna salobre, la evaporación es substancialmente menor debido al congelamiento de sus aguas dadas las bajas temperaturas de otoño-invierno (Behncke, 1987).

Risacher *et al.* (1999) presentaron el balance correspondiente a mayo de 1995 suponiendo el sistema en equilibrio dinámico, estimando que el volumen total de aporte a las dos lagunas es de unos 490 l/s, mayor a la estimación de Benkhe (1987) debido a que las lagunas tenían una superficie menor (16 -17 Km²) en comparación a 1995 (24,8 Km²). Según Risacher *et al.* (1999) la laguna salada recibe un volumen de aporte de 229 l/s, perdiendo salmueras solamente por infiltración, con un flujo probablemente inferior a 1 l/s. Por otro lado, la laguna salobre recibe un volumen de aporte de 258 l/s, desaguando hacia la laguna salada con un caudal de unos 20 a 30 l/s, generando concentración de sales con valores inferiores a 10 g/l.

3.3. Contexto geomorfológico

El área de estudio se encuentra interna en la Depresión Preandina (o de Los Salares), cuyos principales constituyentes en la región de Atacama, de norte a sur, son las cuencas de Pedernales, Maricunga y Laguna del Negro Francisco, grandes depresiones endorreicas con características de altiplanicie orientadas junto a cordones volcánicos inactivos de rumbo preferente norte – sur. La cuenca está limitada hacia el sur por el volcán Nevado Jotabeche y hacia el norte con el volcán Copiapó (figura 3.7), encontrándose entre la Cordillera de Domeyko por el oeste y la Cordillera Occidental por el este. Esta última, coincide con el límite internacional, con cumbres de ~5.000 m s.n.m., mientras que la Cordillera de Domeyko sirve de divisoria de aguas entre los tributarios de la cuenca cerrada y los sistemas que drenan hacia el valle de Copiapó. Se destacan dos extensos llanos; Negro Francisco al SE de las lagunas y llano del Azufre al NE, rodeados por sierras y cumbres volcánicas (figura 3.7).

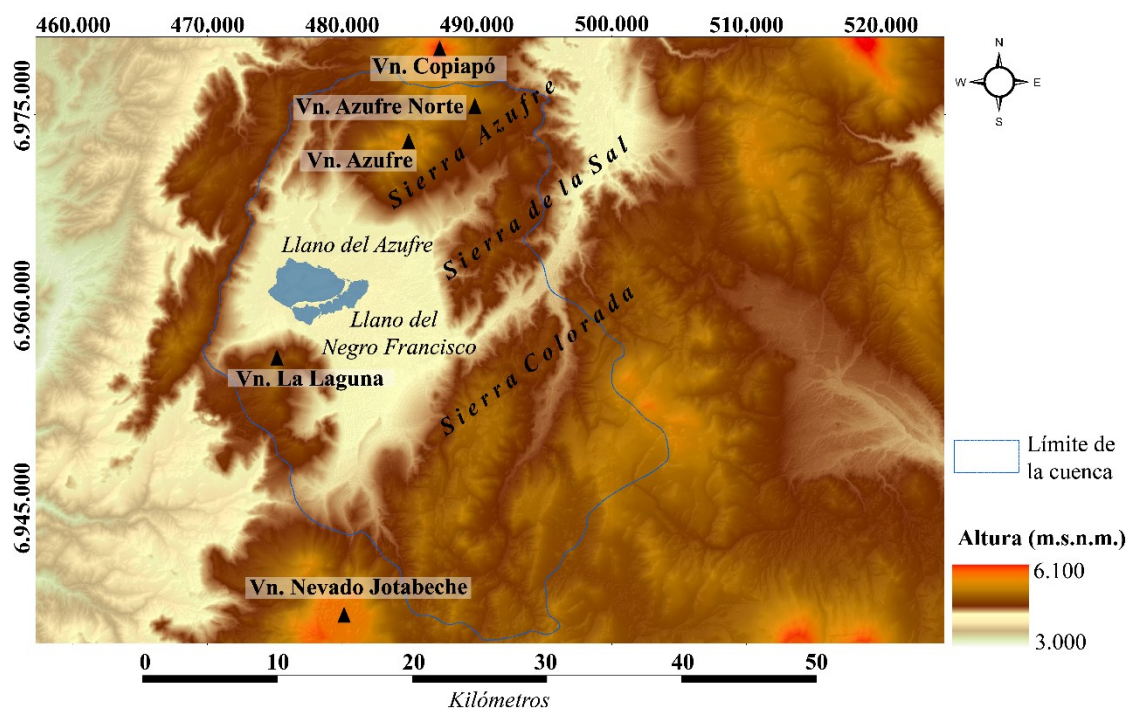


Figura 3.7. Entorno y rasgos geomorfológicos generales. MDE con resolución espacial de 12,5 m/px, sensor Alos Palsar (JAXA).

La cuenca de la Laguna del Negro Francisco limita al N-NE con las quebradas Pantanillo – Ciénaga Redonda, pertenecientes a la cuenca de Maricunga. Ambas depresiones son divididas por el canal de desagüe del río Astaburuaga, cuya escorrentía desaparece en el llano del Negro Francisco, aflorando en superficie sólo al llegar a la laguna como pequeños riachuelos con desarrollo de abundantes pastos y hierbas, donde se concentra gran cantidad de especies de aves limnícolas. Cercano al cauce del Astaburuaga existen terrazas fluviales asociadas que disminuyen gradualmente hasta desaparecer en dirección hacia la desembocadura.

El relieve estudiado se caracteriza por presentar altitudes entre 4.100 m s.n.m. y 4.800 m s.n.m, con pendientes que definen topografías contrastantes. Los abanicos aluviales que convergen hacia las lagunas entregan al paisaje pendientes suaves ($<6^\circ$) en la mayor parte de la zona, a excepción de las laderas del volcán La Laguna situado al surponiente y en las quebradas y laderas de la sierra del Azufre al noreste, que mantienen pendientes abruptas – moderadas que oscilan entre 11° y 40° .

Las lagunas propiamente tal constituyen el espejo de agua más importante al sur del salar de Atacama (región de Antofagasta), en el área no se registran terrazas lacustres, sólo numerosas líneas de paleocostas, además de puntuales y pequeños escarpes de playa en la orilla SW y en la barrera que separa parcialmente a las lagunas, cordón de material aluvial que desarrolla una peculiar morfología, sobresaliendo sus bahías lobuladas y su altitud heterogénea, cuya mayor cota alcanza los 4.150 m s.n.m. en su extremo SW (figura 3.8 a y b).

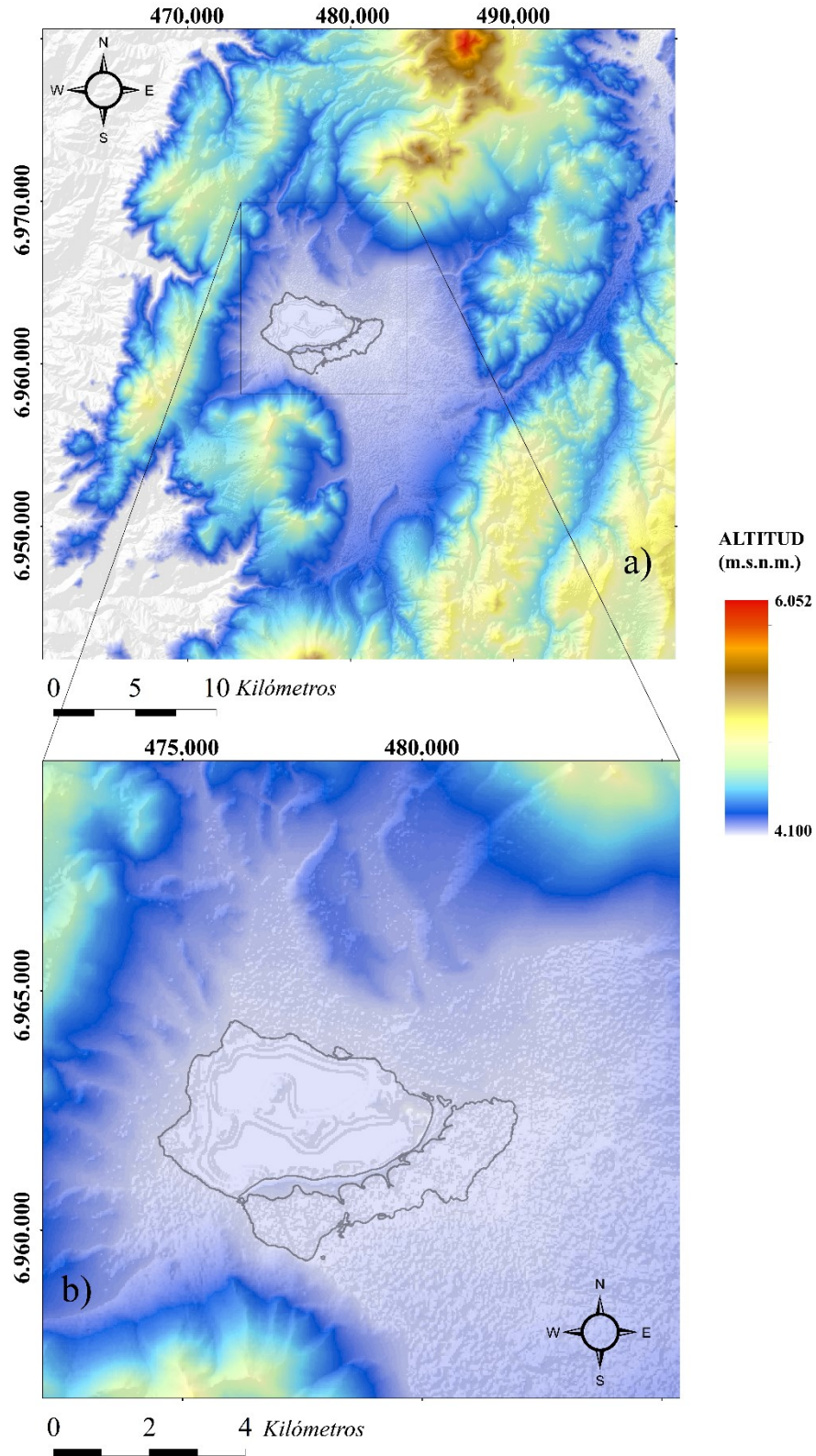


Figura 3.8. a) Vista de la cuenca Laguna del Negro Francisco. b) Acercamiento a la zona de estudio. Resolución espacial 12,5 m/px obtenido a partir del sensor Alos Palsar (JAXA).

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍAS

Las metodologías utilizadas se pueden sintetizar en tres etapas: recopilación y estudio de la información existente, análisis geomorfológico e hidroquímico. Se trabajó tanto en terreno como en gabinete, complementario y necesario para los fines establecidos. En general, las campañas de terreno (anexo 1 y 2) permitieron obtener datos geomorfológicos e hidroquímicos, utilizando técnicas de exploración, mapeo geomorfológico, descripción, recolección de muestras de agua y registro mediante fotografías terrestres, además de capturas aéreas utilizando el dron DJI Mavic 2 Zoom, perteneciente a la empresa Geoturismo Lickanantay.

4.1. Recopilación de antecedentes

Se realizó un estudio de la información disponible en revistas científicas, documentos de la Corporación Nacional Forestal (CONAF), Dirección General de Aguas (DGA) y el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Particularmente artículos sobre la fauna, hidrología, hidroquímica, minería y antecedentes históricos del sector. Además, se examinaron escenas de las lagunas mediante la aplicación de acceso libre EarthTime (enlace: <https://earthtime.org/explore>) (figura 4.1).



Figura 4.1. Aplicación con registros históricos. Laguna del Negro Francisco en: a) año 1988, b) año 2012.

Esta aplicación permite visualizar imágenes satelitales históricas, en particular en la Laguna del Negro Francisco desde 1984 hasta 2020, contribuyendo a obtener una visión general de los cambios en el paisaje lacustre.

4.2. Análisis geomorfológico

Se confeccionó una cartografía geomorfológica para establecer las formas y depósitos de la zona de estudio a través de salidas a terreno, imágenes satelitales de Landsat-8 (2020), fotos aéreas de dron (2020) y Modelos Digitales de Elevación (MDE), conjunto de datos trabajados en gabinete a través de la herramienta ArcMap del software ArcGis 10.3, obteniendo un mapa georreferenciado según Datum WGS 1984, Huso 19S. De esta manera, se analizaron e interpretaron patrones y procesos geomorfológicos, particularmente formas vinculadas a las variaciones del nivel de las lagunas.

Por otro lado, se estudiaron en conjunto imágenes de los satélites Landsat y fotogramas del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF) para los años 1980, 1983, 1988, 1991, 1999, 2012, 2014 y 2020 (tabla 4.1).

Tabla 4.1. Características técnicas de los fotogramas e imágenes satelitales analizadas.

Año	Fecha	Tipo	Fuente	Escala
1980	07 de enero	Fotograma aéreo pancromático	SAF, vuelo CH - 60	1:30.000
1983	08 de enero	Fotograma aéreo pancromático	SAF, vuelo CH - 30	1:60.000
1988	02 de enero	Imágenes satelitales (7 bandas)	USGS, Landsat-5	-
1991	10 de enero	Imágenes satelitales (7 bandas)	USGS, Landsat-5	-
1999	07 de enero	Fotograma aéreo pancromático	SAF, vuelo GEOTEC	1:50.000
2012	12 de enero	Imágenes satelitales (7 bandas)	USGS, Landsat-7	-
2014	09 de enero	Imágenes satelitales (11 bandas)	USGS, Landsat-8	-
2020	10 de enero	Imágenes satelitales (11 bandas)	USGS, Landsat-8	-

El criterio para la selección fue integrar un año previo a los primeros derechos de agua otorgados en 1983, asimismo, incluir periodos antes, durante y después de la mayor

explotación minera que comenzó en 1996, integrando finalmente el año 2020 donde no se registra explotación de recursos en las cercanías de las lagunas. Además, la totalidad del material adquirido corresponde al mes de enero, donde generalmente existen menos precipitaciones. Para cada uno de los años (tabla 4.1) se delimitó y calculó la superficie de los cuerpos de agua automatizando las áreas en polígonos confeccionados en el software ArcMap 10.3. Se calculó el área de la cubeta (zona deprimida ocupada por agua) de la laguna salobre y salada, para cada uno de los años descritos. En ambos casos se repitió el proceso tres veces y se promediaron los resultados. Los valores estimados de las áreas y sus respectivas variaciones fueron representados en gráficas de tendencia con apoyo de Microsoft Excel.

4.2.1. Obtención y procesamiento MDE e imágenes satelitales

Se obtuvieron dos Modelos de Elevación Digital (MDE); el primero comprende toda el área de estudio (mapa adjunto), adquirido gratuitamente desde la agencia JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency), la cual utiliza el sensor Alos Palsar para lograr una resolución de 12,5 m/px. Este MDE se trabajó en ArcMap 10.3 para generar productos derivados, que incluye un mapa de pendientes y curvas de nivel cada 20 m.

El segundo MDE se centra en la barrera de material aluvial que separa parcialmente a las lagunas, conseguido gracias al vuelo de dron Mavic 2 Zoom, el cual capturó 255 fotografías en 120 hectáreas, material procesado en Agisoft PhotoScan mediante los algoritmos SFM-MVS (figura 4.2). El primer paso de este método implica la importación y alineamiento de las fotografías, donde el software busca elementos comunes visibles desde diferentes ángulos e identifica su correspondencia. Luego, a través de algoritmos automatizados se estima la geometría en 3D de la escena que contiene las coordenadas de los puntos comunes encontrados, la posición y parámetros internos de la cámara, generándose una primera nube de puntos de baja densidad. Posteriormente, se ejecuta la aplicación de nuevos algoritmos que mejoran el modelo, obteniendo una nube de puntos densa. Como último paso, se obtiene una única fotografía corregida geográfica y

geométricamente gracias a la información espacial que aporta la nube de puntos georreferenciada, resultando una reconstrucción topográfica y tridimensional acabada. Finalmente, se integró el modelo a Global Mapper v.20.0 y ArcMap para analizar las características topográficas de esta morfología, clave en el funcionamiento del sistema lacustre (figura 4.2).

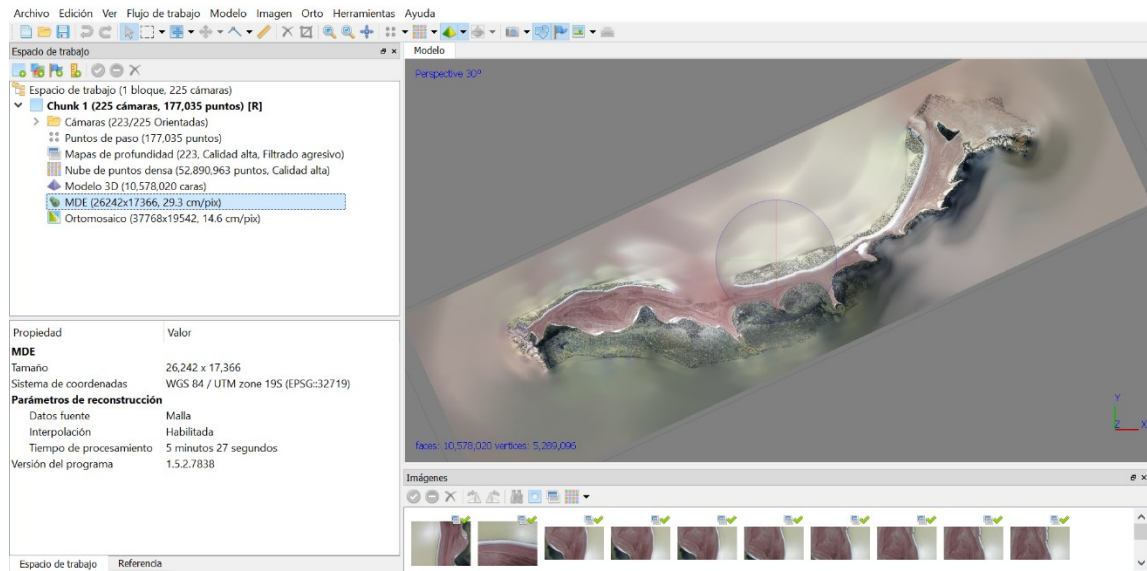


Figura 4.2. Software Agisoft Metashape Professional. Se muestra malla a color a partir de la cual se generó MDE, alcanzando una resolución de 29,3 cm/px. Se obtuvieron 255 fotografías con el dron DJI Mavic 2 Zoom, a una altura de vuelo de 410 m.

A partir de la página del USGS (United States Geological Survey) se obtuvieron todas las imágenes satelitales de este estudio (1988, 1991, 2012, 2014 y 2020), capturadas por los satélites Landsat-8, Landsat-7 y Landsat-5 (tabla 4.1). Además, se consideró la disponibilidad (sólo se requirió el mes de enero) y calidad de las imágenes (bajo porcentaje de nubosidad).

Se mejoraron las resoluciones de las imágenes satelitales de Landsat-8 (años 2014 y 2020) gracias a que posee la banda pancromática 8 (15 m de resolución), para ello se utilizó la herramienta PanSharp de ArcGis 10.3 que permite la fusión de un raster combinado (30 m de resolución) y la banda pancromática 8, dando como resultado una nueva imagen

multibanda a color con resolución de 15 m.

Con el fin de facilitar la determinación y digitalización de las superficies de las lagunas salada y salobre se generaron imágenes con contrastes cromáticos con apoyo de la combinación de bandas RGB (red, green, blue). Se utilizó la combinación 5, 6, 4 para Landsat 8, y 4, 5, 2 para Landsat 5 y 7. Estas combinaciones resaltan la diferencia entre tierra y agua en función de su espectro de emisión, esto quiere decir, que los niveles de reflectancia de ambos elementos difieren, siendo expresados como diferentes valores de saturación de colores.

4.2.2. Obtención y procesamiento de ortofoto y fotogramas aéreos

Se obtuvo material de los años 1980, 1983, 1999 y 2020, para este último y considerando los análisis previos en la aplicación EarthTime, se determinó un área de vuelo estratégica y reducida para el dron DJI Mavic 2 Zoom, esto debido a la gran extensión de las lagunas e imposibilidad de recargar las baterías de la aeronave.

Se realizó un plan de vuelo en un segmento de la laguna salobre, cubriendo una cuadrícula para la captura de 262 fotografías a partir de la aplicación DroneDeploy, con altura de 90m y velocidad de vuelo de 3 m/s. Para obtener resultados óptimos, se designaron y midieron dos puntos de control (PC1 y PC2) con el GPS Garmin eTrex 30x. Además, se obtuvieron fotografías panorámicas de las lagunas de manera manual.

El plan de vuelo permitió crear una ortofoto georeferenciada con resolución de 3.24 cm/px, esto a través de los algoritmos SfM-MVS. Las imágenes se procesaron en el software Agisoft Metashape Professional, el cual busca elementos comunes en las múltiples fotografías desde diferentes puntos de vista e identifica su correspondencia, obteniendo un ortomosaico (figura 4.3).

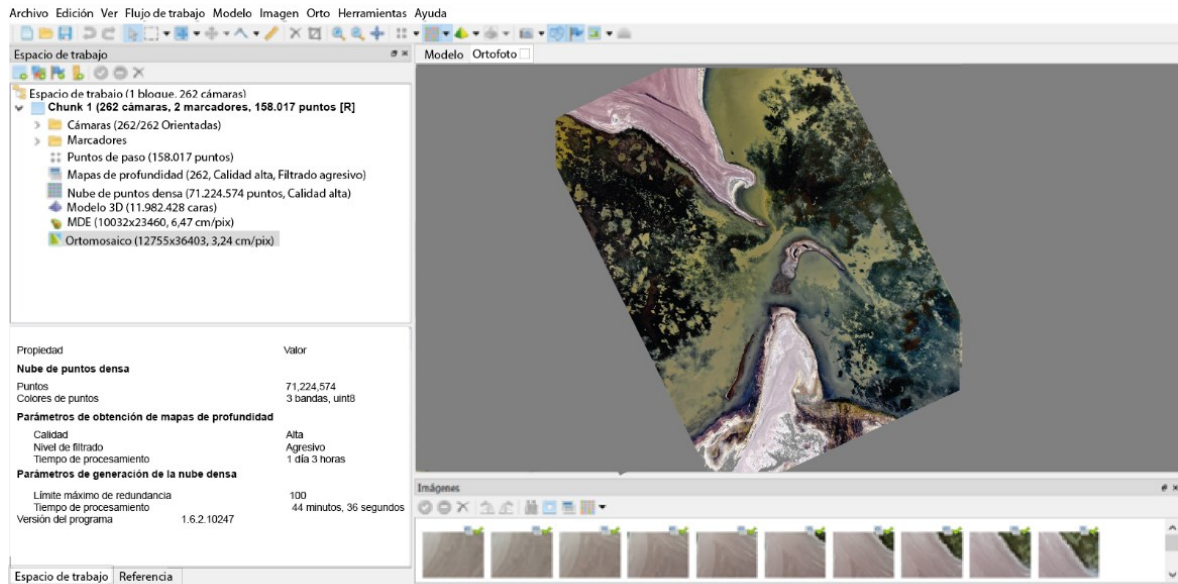


Figura 4.3. Ortofoto/ortomosaico obtenido en el software Agisoft Metashape Professional.

Los fotogramas históricos de los años 1980, 1983 y 1999 se adquirieron gracias a los vuelos del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF). Se logró obtener un fotograma aéreo para cada año, sin referencia espacial, por lo que fueron georeferenciadas en ArcMap. Para el fotograma del año 1980 sólo se obtuvo la superficie de la laguna salobre y los cuerpos de agua adyacentes debido a la captura incompleta del vuelo CH – 60 del Servicio Aerofotogramétrico. Cabe mencionar, que la selección de las series y sus características vienen determinadas principalmente por su disponibilidad. El material se obtuvo mediante un escáner fotogramétrico de alta resolución (1200 dpi), el que fue convertido a un formato de imagen digital (TIF), procedimiento efectuado por parte de los organismos con titularidad de los fotogramas. Cada fotograma es de tipo pancromático, óptimo para el análisis de información morfológica en planta.

4.3. Análisis hidroquímico

Se realizó un muestreo de agua superficial según lo establecido por AGQ Labs Chile S.A. (2015). Su procedimiento se sustenta en las normas: NCh 409/2 Of.2004, NCh 411/3 Of.1996 y NCh 411/10 Of.2005.

Siguiendo el protocolo (anexo 2) se recolectaron dos muestras desde la laguna salobre, puntos planificados y designados para comparar con los datos obtenidos de Risacher *et al.* (1999). Se utilizaron viales de polietileno de alta densidad, lavados, esterilizados y acondicionados previamente por el laboratorio. Para cationes mayores se utilizó un vial acondicionado con HNO₃ (pH<2), una vez llenado con el agua a muestrear se almacenó en un *cooler* para su traslado. Para aniones mayores (nitratos) se repitió el procedimiento, llenando un vial acondicionado con HNO₃ (pH<2), mientras que para los aniones sulfatos, bicarbonatos y cloruros no se utilizaron preservantes.

Las muestras fueron enviadas a la brevedad a AGQ Labs Chile para ser dirigidas a procesos de filtración y análisis, no superando las 24 horas entre muestreo y recepción. Se ejecutaron las mediciones in situ correspondientes por medio del multiparámetro portátil PCE - PHD1, el cual registró la temperatura, oxígeno disuelto, pH, y conductividad eléctrica. Estos parámetros fueron analizados e interpretados en gabinete con apoyo de análisis estadísticos. El registro de coordenadas UTM y altitud se realizó utilizando un GPS Garmin eTrex 30x. Los análisis se ejecutaron en el laboratorio AGQ Chile S.A., habilitado para realizar estudios en el área fisicoquímica para aguas, contando con la acreditación ISO 17025. Los parámetros analizados y las técnicas utilizadas se presentan en la siguiente tabla.

Tabla 4.2. Iones analizados en laboratorio.

Parámetro	Técnica
Aniones –	
Nitratos	Electrometría
Cationes +	
Calcio Total (Ca^{2+})	Espect ICP-OES
Magnesio Total (Mg^{2+})	Espect ICP-OES
Potasio Total (K^+)	Espect ICP-OES
Sodio Total (Na^+)	Espect ICP-OES
Aniones -	
Bicarbonatos (HCO_3^-)	Titulación
Cloruros (Cl^-)	Volumetría
Sulfato Total (SO_4^{2-})	Espect ICP-OES

Las reacciones químicas en el agua no generan creación ni pérdida de carga eléctrica, por lo que en el balance de cargas debiese cumplirse la electroneutralidad. Por ello, y con el fin de validar los datos hidroquímicos de iones mayoritarios, se aplica la ecuación de balance iónico:

$$\text{Error balance iónico (\%)} = \frac{|\sum \text{cationes (mEq/L)} - \sum \text{aniones (mEq/L)}|}{\sum \text{cationes (mEq/L)} + \sum \text{aniones (mEq/L)}} \times 100$$

En esta ecuación se utilizan concentraciones en miliequivalentes, verificando que la sumatoria de aniones es cercana o igual a la sumatoria de cationes. Los iones que son comúnmente utilizados para el cálculo corresponden a los denominados mayores o principales (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- , SO_4^{2-} y CO_3^{2-}).

En general se considera aceptable un error de hasta un 5% (Freeze y Cherry, 1979). Sin embargo, Bartram y Ballance (1996), indican que para aguas superficiales puede aceptarse hasta un 10%. El error puede estar relacionado con fallas analíticas en la determinación de las concentraciones e incluso por ausencia de iones (no analizados en laboratorio, por tanto, no considerados en el balance). De esta forma, se aceptó un margen de error inferior al 10%, no siendo considerado en el balance de este estudio el anión CO_3^{2-} .

Una vez validado los datos, se inició la caracterización y clasificación hidroquímica de las aguas empleando sus contenidos de aniones y cationes. Se llevó a cabo un análisis e interpretación del total de antecedentes (actuales y de Risacher *et al.*, 1999) mediante la generación de diagramas procesados por el software *Diagrammes* (Simler, 2009; enlace: <http://www.lha.univ-avignon.fr/LHA-Logiciels.htm>), que permitió representar los diagramas de Piper-Hill-Langellier y de Schoeller-Berkaloff. Los resultados actuales fueron comparados con los estudios realizados por Risacher *et al.* (1999) para determinar si existe una variabilidad hidroquímica significativa en el tiempo.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

5.1. Estudio de las formas del relieve

Los planos inclinados de glaciares convergen hacia la cuenca hídrica, la que desarrolla dos lagunas parcialmente divididas en dos que cubren una superficie conjunta de 18 km². Estas se encuentran rodeadas de cumbres y laderas de gran elevación, en el extremo sur de la Depresión de los Salares. Se reconocen alineaciones de relieve positivo que incluyen sierras y lomas, las que en ocasiones presentan cumbres sub-horizontales de hasta ~4.800 m s.n.m. Fuera del área de estudio destacan en altura las cumbres volcánicas del Copiapó (6.052 m s.n.m.) y Jotabeche (5.862 m s.n.m.), complejos que limitan hacia el norte y sur de la cuenca, respectivamente. Las laderas del área presentan pendientes cóncavas que oscilan entre 11° y 40°, separadas por la red de drenaje del Astaburuaga, y en algunos casos por incisiones lineales profundas. El desnivel máximo entre las cumbres y la costa de las lagunas alcanza los ~600 m.

A continuación, se presentan las características geomorfológicas que mayormente aportan a la interpretación de procesos y cambios evolutivos del paisaje lacustre. Igualmente, se describen los depósitos relacionados con el modelado del relieve, cartografiados considerando su geometría, tamaño, litología, potencia y edad relativa (mapa anexo).

5.1.1. Formas lacustres

Las imágenes satelitales y fotografías de dron muestran que las paleocostas configuran patrones de líneas cóncavas, convexas y lineales con respecto a los cuerpos de agua, desplegándose en todas las playas que rodean a las lagunas (ver mapa geomorfológico adjunto). Según la distribución de las paleocostas, estas se pueden organizar en tres grupos separados por altitud sobre el nivel del mar y morfología predominante: el primer grupo se despliega a altitudes de entre 4.140 y 4.144 m s.n.m., con morfologías rectilíneas y convexas con respecto a las lagunas. El segundo grupo se registra a altitudes entorno a los

4.136 y 4.139 m s.n.m, con patrones cóncavos y convexos con respecto a las lagunas, levemente semejantes a la costa actual. El tercer grupo se distribuye entre los 4.134 y 4.135 m s.n.m., con líneas muy semejantes a la costa actual, con patrones cóncavos y convexos. Las paleocostas fueron identificadas y clasificadas con las siglas PLC1, PLC2 y PLC3, de más antiguas a más modernas (figura 5.1)

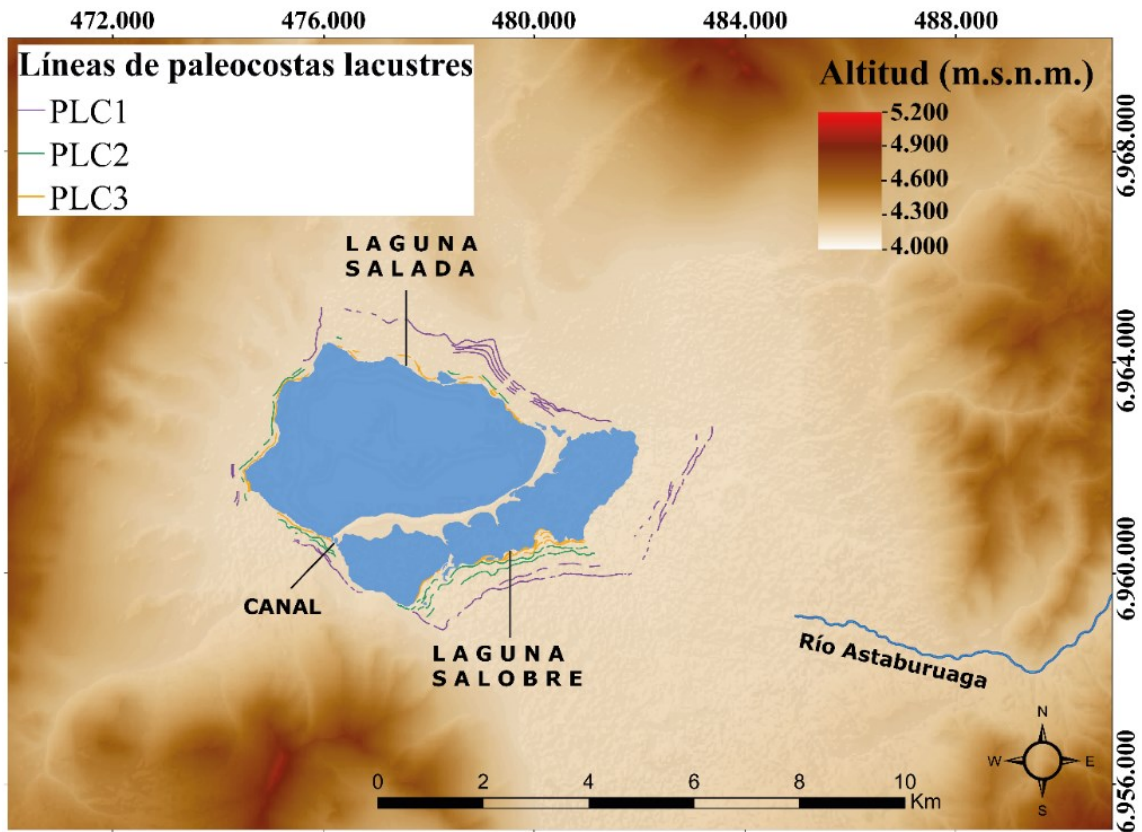


Figura 5.1. Zona de estudio con la localización de los tres grupos de líneas de paleocostas. PLC1: morado; PLC2: verde oscuro; PLC3: naranja. Modelo de Elevación Digital Alos Palsar (JAXA) con resolución espacial 12,5 m/px.

El grupo PLC1 es el más antiguo y distante, con líneas de incluso hasta ~1 kilómetro de la actual costa. El relieve no presenta materia vegetal ni costras evaporíticas, a excepción del sector SE, en la desembocadura del río Astaburuaga, donde la erosión fluvial ha incidido en las líneas. La distancia horizontal entre cada línea del grupo PLC1 varía entre

60 y 100 m, con sucesiones regulares de aproximadamente 60 m en el sector NE de las lagunas. El relieve está cubierto por depósitos masivos de gravas y arenas medias no consolidadas (figura 5.2). Las gravas son de composición polimíctica y comprenden el 70%, con grados de redondeamiento angulosos a subangulosos y baja esfericidad. Se encuentran en una matriz de arenas medias, de moderada selección (30%). Le subyacen niveles intercalados de arenas limosas rojizas y arenas medias grisáceas, de moderada selección.

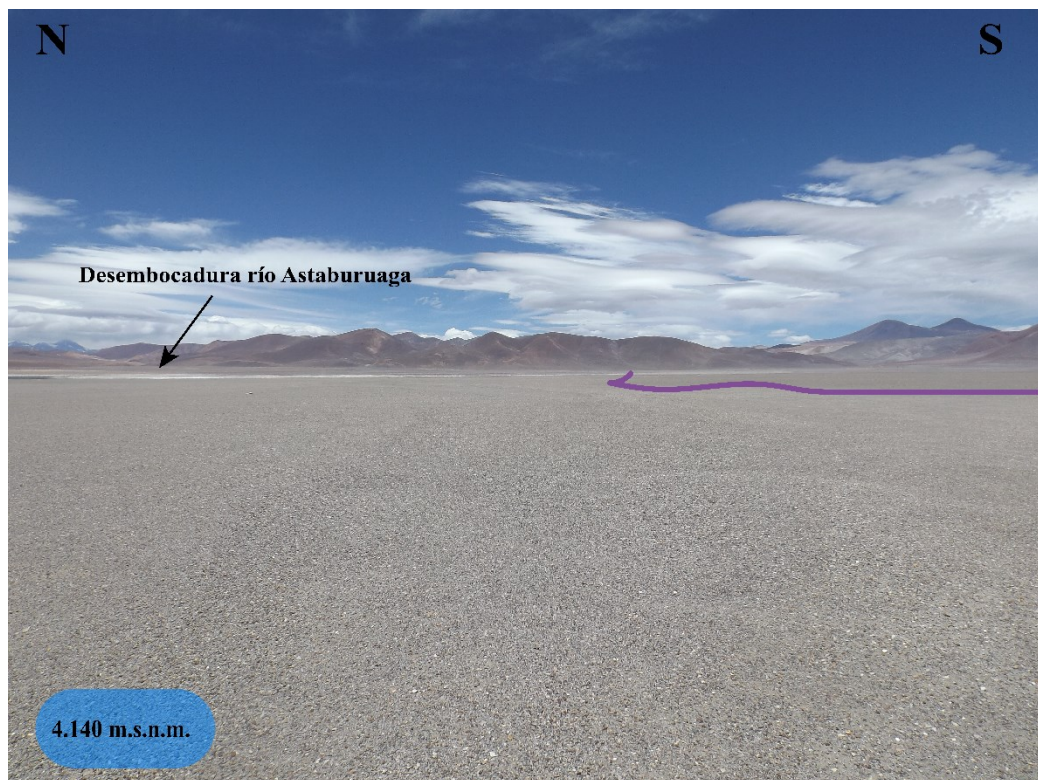


Figura 5.2. En morado línea del grupo PLC1. El relieve se caracteriza por un extenso llano cubierto de gravas y arenas donde se reconocen ligeras líneas de paleocostas, mayormente visibles desde tomas aéreas.

La línea más distante del grupo PLC2 se encuentra a ~500 m de la orilla actual. La distancia horizontal entre cada una varía entre 58 y 181 m aproximadamente. Los depósitos asociados no se encuentran consolidados, son masivos y cubren el relieve, registrándose principalmente gravas y arenas moderadamente seleccionadas, con numerosos restos de materia vegetal (figura 5.3). Las gravas son de composición

polimíctica y granulometría media, alcanzando el 65% del depósito. Presentan clastos subangulosos de baja esfericidad en una matriz arenosa media a fina (35%). En menor medida se registran depósitos salinos aislados, principalmente en la orilla sur – sureste de la laguna salobre. Le subyacen sedimentos limo-arcillosos de color pardo-rojizo.



Figura 5.3. Restos de vegetación asociados al grupo PLC2, dispuestos paralelamente a la costa actual.

En el grupo PLC3 la línea de paleocosta más distante se registra a unos 100 m de la costa actual. Por otro lado, la más reciente fue encontrada a ~1 metro de distancia horizontal de la laguna salobre. Además, los depósitos donde se preservan y reconocen las líneas están conformados por depósitos no consolidados, masivos y moderadamente seleccionados de arenas finas a limosas (75%), con gravas dispersas (25%) de composición polimíctica que presentan granulometría fina a media y grado de redondeamiento subanguloso, con baja esfericidad. También, se registra vegetación altoandina y amplios depósitos salinos (figura 5.4 a). Le subyacen niveles limo-arcillosos de color pardo-rojizo (figura 5.4 b). En la orilla

cercana al canal que conecta a las lagunas se distinguen niveles de turba (figura 5.4 c).

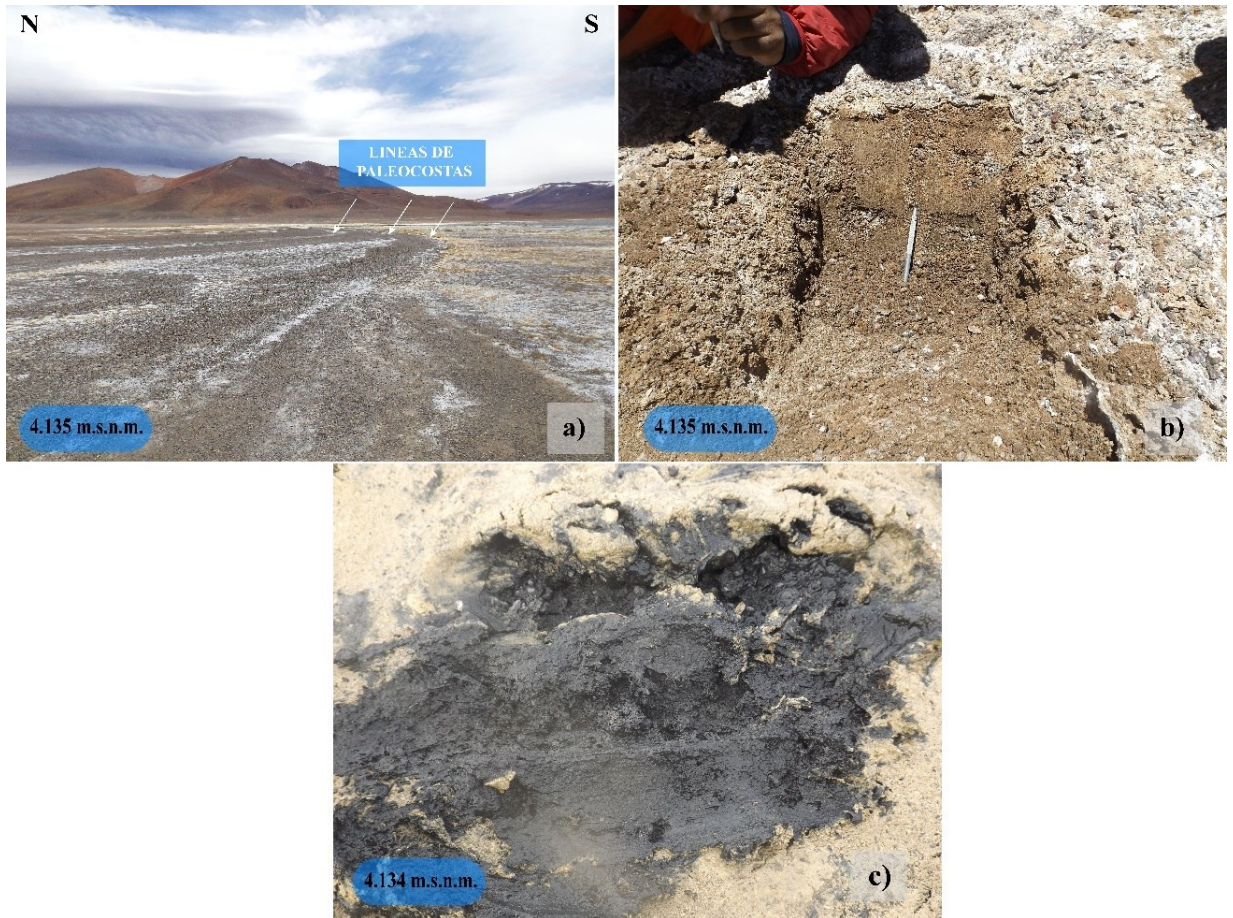


Figura 5.4. a) Sucesión de líneas de paleocostas a 45 m de la orilla sur, nótese los depósitos salinos y vegetación asociada. b) Pequeña calicata; se observan depósitos salinos con presencia de CaCO_3 y sedimentos limo-arcillosos. c) Sedimentos finos negros y fétidos, ricos en restos orgánicos.

El área de estudio presenta escarpes suavizados, con plataformas que descienden gradualmente hasta el actual nivel de las lagunas (~ 4.134 m s.n.m.), donde se reconocen y preservan los diversos patrones de líneas de paleocostas. Los registros se extienden en las playas de ambas lagunas, además, en la zona S-SE, las paleocostas más distantes coinciden con bordes de abanicos (aluvial y deltaico) modificados por la erosión hídrica (figura 5.5).

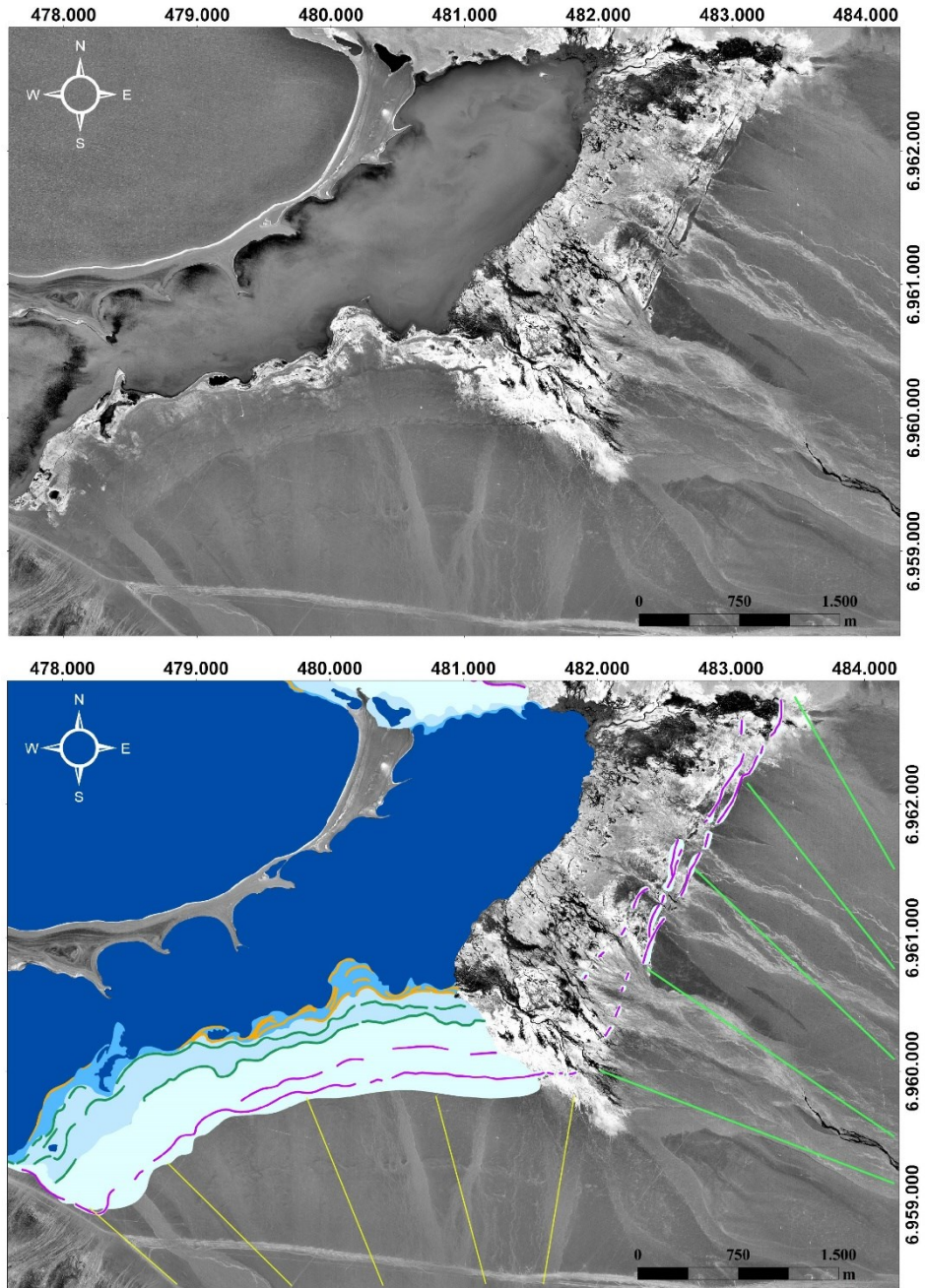


Figura 5.5. Vista en planta del sector S-SE. Se observan los antiguos niveles interpretados en este trabajo, junto a las líneas de paleocostas documentadas. PLC1: morado; PLC2: verde oscuro; PLC3: naranja. En amarillo abanico aluvial; en verde claro abanico deltaico. Fotografía obtenida del vuelo GEOTEC, año 1999 (SAF).

A partir de la generación del MDE se reconstruyeron los antiguos niveles del sistema lacustre, los que se encuentran cubiertos por material detrítico y configuran un extenso manto de gravas y arenas gravosas de una potencia promedio de 20 cm.

Otro aspecto importante son las bahías y salientes (bahías lobuladas) que presenta la barrera de material aluvial en su orilla sur (figura 5.6), lo que sugiere la acción erosiva desde la zona austral, asociadas al oleaje de la laguna salobre. Además, en las orillas de la barrera de material aluvial que separa parcialmente a las lagunas, se registran de manera indiferenciada escarpes de playa.

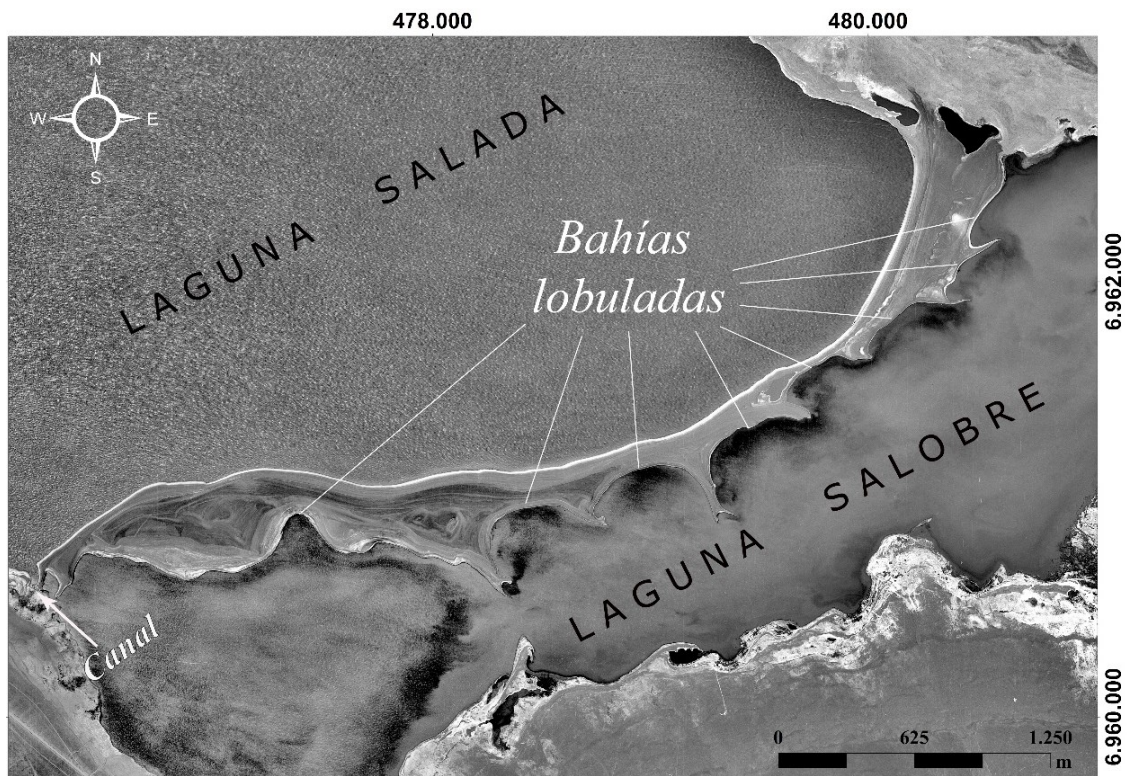


Figura 5.6. Barrera que separa parcialmente a las lagunas. Fotografía obtenida del vuelo GEOTEC, año 1999 (SAF).

Los antiguos niveles se evidencian fundamentalmente por las marcadas líneas en la superficie (figura 5.7 a y b). Las terrazas lacustres no se encuentran desarrolladas, sólo se distinguen escarpes de playa puntuales, reconociéndose en la zona SW de las lagunas y en la barrera de material aluvial (5.7 c, d, e y f).



Figura 5.7. a) Flecha morada indica la línea de paleocosta más distante (grupo PLC1). Además, coincide con el borde de un abanico modificado por la erosión lacustre. b) Vista en planta de la playa sur, laguna salobre. Nótese las numerosas líneas de paleocostas (grupo PLC3). c y d) Escarpes de playa de la orilla SW; vista aérea y terrestre respectivamente. e) y f) Escarpes de playa en la barrera de material aluvial.

Las lagunas propiamente tal desarrollan configuraciones diferentes. La salobre parece estar condicionada por la barrera de material aluvial y el aporte del río Astaburuaga, orientándose de manera alargada en dirección NE-SW. Esta laguna presenta un fondo limo-arcilloso rico en materia orgánica, con turba especialmente en la zona suroccidental, donde las playas opuestas de ese sector se encuentran cercanas, a unos 145 m (figura 5.8), lo que genera que hacia el oeste se reduzcan las ligeras corrientes que vienen del SE (desembocadura río Astaburuaga), provocando un ambiente de mayor estancamiento.

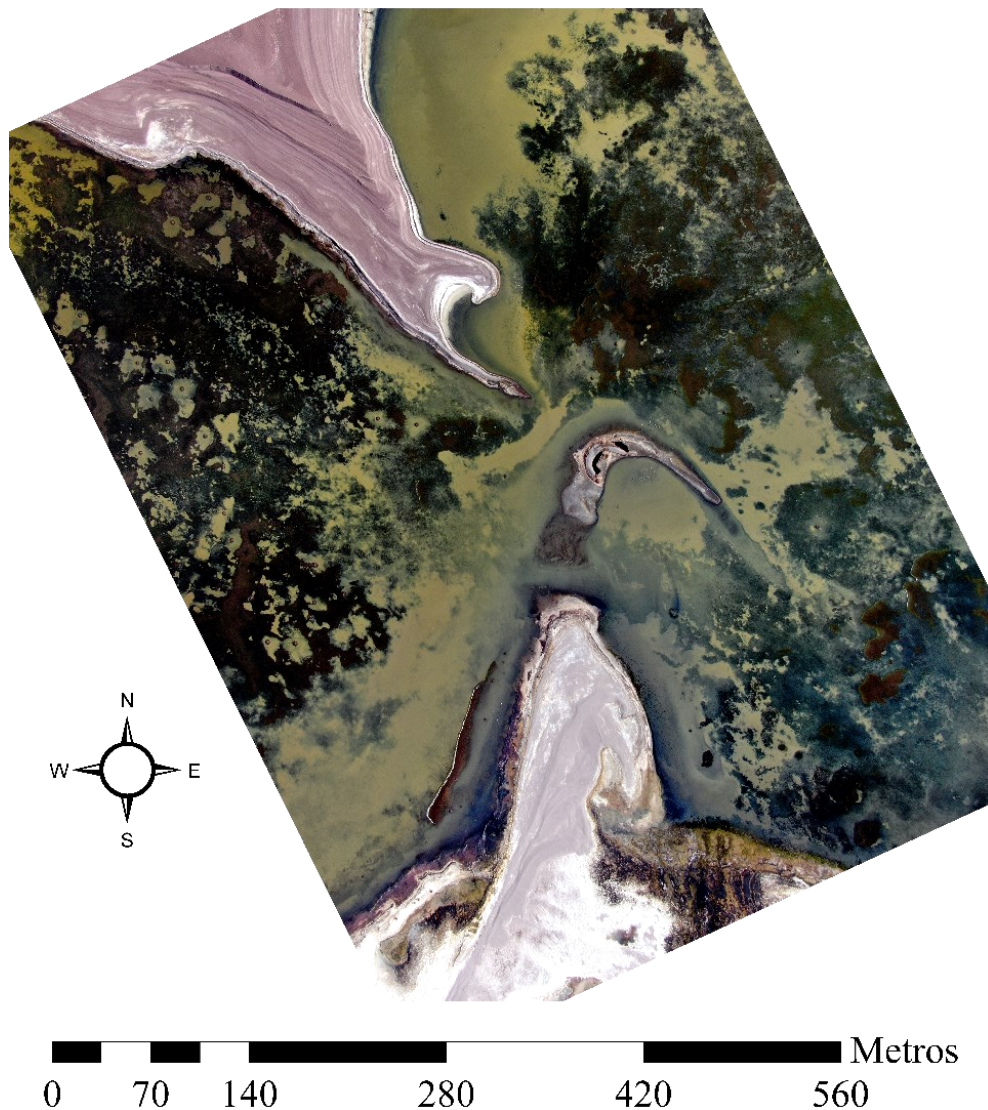


Figura 5.8. Zona con menor ancho de la laguna salobre, con afloramiento de islotte que genera un mayor estancamiento de aguas hacia el oeste. Ortofoto obtenida del vuelo de dron Mavic 2 Zoom, Geoturismo Lickanantay, marzo 2020.

La laguna salada se despliega ampliamente en la zona norte, alimentada por aguas subterráneas del bofedal del río La Gallina y a partir de aguas de la laguna salobre, las que rebalsan por un pequeño canal natural de ~4 m de ancho hacia la salada. En este contexto, esta laguna actúa como un cuerpo de agua totalmente cerrado, siendo la única vía de escape de sus aguas la evaporación, desarrollando un elevado contenido en sales.

5.1.2. Formas fluviales y de esorrentía superficial

Se diferencian tanto formas erosivas como deposicionales. Entre estas últimas, se registra una forma destacable en el funcionamiento del sistema lacustre, la barrera de material aluvial que divide parcialmente en dos a las lagunas. Por otra parte, existen cursos de agua temporarios que drenan tímidamente desde el oeste debido a la fusión nival en épocas de mayor insolación, principalmente en el verano. Sin embargo, de los cursos que tributan a las lagunas el único permanente es el río Astaburuaga, cuyo cauce es la forma fluvial erosiva central del área.

5.1.2.1. Formas asociadas al río Astaburuaga

El río Astaburuaga nace en el límite con Argentina, hacia el SE de las lagunas. El ancho de su canal principal varía entre los 3 y 6 m e incide en el basamento Paleozoico de la Formación Pantanoso (Pérmico), unidades de la Franja de Maricunga (Oligoceno – Mioceno), Gravas de Atacama (Mioceno medio) y especialmente en sedimentos del Pleistoceno – Holoceno en las cercanías de las lagunas. La llanura de inundación del río se conforma por depósitos no consolidados y masivos, situados adyacentes al cauce y originados por sus crecidas. El tamaño de granos es muy variable; en el sector cercano a la estación fluviométrica ‘Astaburuaga En Cono’ (fuera del mapa adjunto) los niveles se constituyen de arenas medias (92%), y en menor medida, gravas polimícticas dispersas de tamaño medio (8%), con moderada selección y aristas subangulosas de baja esfericidad. Aguas abajo la granulometría cambia, registrándose gravas gruesas (95%) de composición polimíctica con grado de redondeamiento anguloso y baja esfericidad. Estas se encuentran

mal seleccionadas y presentan nula a escasa matriz arenosa (~5%). Puntualmente se observan niveles de limos en las proximidades de la desembocadura. El espesor de los depósitos asociados a la llanura de inundación se estima entre unos 0,20 y 0,35 m. En la zona norte del río, en el límite con la cuenca de Maricunga, se ajusta un valle labrado por una escorrentía mayor, posiblemente desarrollando un sistema abierto hacia la cuenca limítrofe (figura 5.9).

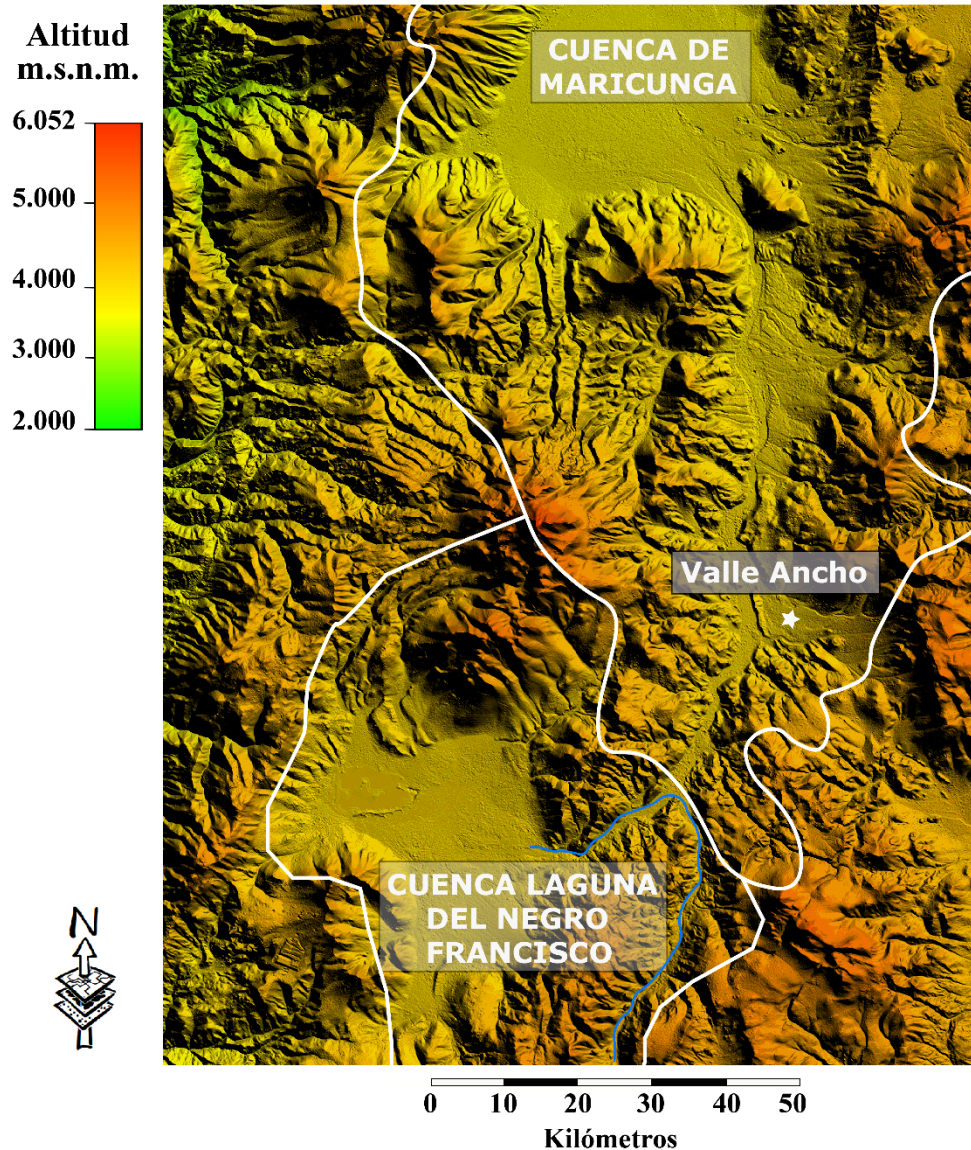


Figura 5.9. Ubicación de Valle Ancho en la cuenca de Maricunga. En celeste río Astaburuaga, el que sirve como divisoria entre la cuenca de Maricunga y la Laguna del Negro Francisco. Divisoria de cuencas en color blanco. Obtenido a partir del MDE, con resolución espacial de 12,5 m/px, sensor Alos Palsar (JAXA).

Esporádicamente, durante las avenidas, el Astaburuaga aporta caudal a la cabecera sur de la subcuenca Ciénaga Redonda, a la altura de Valle Ancho (figura 5.9), mientras que en dirección hacia la Laguna del Negro Francisco el sistema fluvial es perenne, con intervalos de congelación en invierno. Próximo a su desembocadura el canal actual encajado y confinado en su surco principal sufre una ruptura de pendiente, expresada en planta como una traza dispersiva de tipo radial con pequeños canales trenzados y efímeros que inciden en depósitos salinos no consolidados y vegetación altoandina. La morfología asociada se describe como un abanico deltaico, conformado fundamentalmente por depósitos masivos no consolidados de limos (15%) y arenas medias a finas (75%) moderadamente seleccionadas, junto a gravas finas polimícticas (10%) ocasionales que presentan un grado de redondeamiento subanguloso a subredondeado, con baja esfericidad.

El agua del lecho actual excavado en sedimentos holocenos desaparece gradualmente para desembocar de manera subterránea en la laguna salobre (5.10 a y b), aflorando en su orilla como una saliente hacia el sur - sureste que configura una morfología deltaica irregular de 2,5 km² de superficie (figura 5.11 a y b). Los depósitos asociados a esta morfología no se encuentran consolidados y son masivos, formados principalmente por sedimentos limo-arcillosos (95%). Se registran gravas dispersas de tamaño medio a fino (5%), con aristas subangulosas a subredondeadas, baja esfericidad y de composición polimíctica. Asimismo, se observan restos orgánicos, costras salinas, riachuelos, pastos y hierbas.

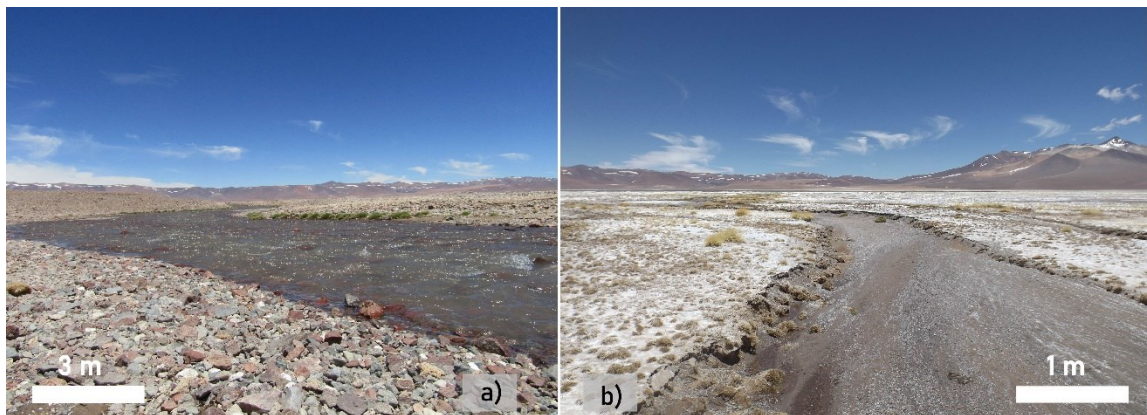


Figura 5.10. Vistas del curso inferior del río Astaburuaga. a) Lecho actual excavado en sedimentos holocenos, b) canal inactivo principal en las proximidades de la desembocadura.

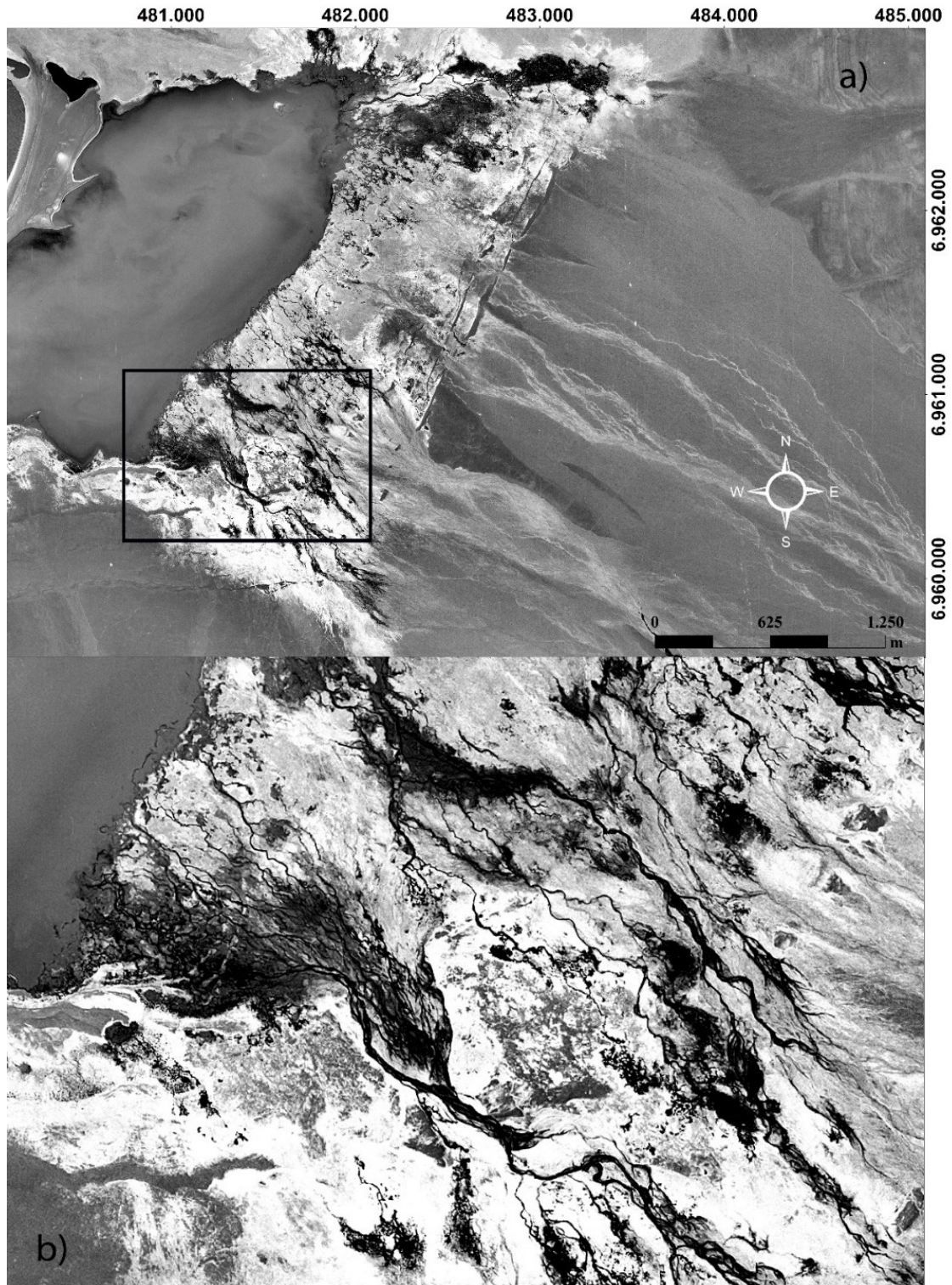


Figura 5.11. a) Vista en planta de la desembocadura tipo delta del río Astaburuaga, en rectángulo negro la zona con mayor escurrimiento superficial. b) Acercamiento a la orilla sur. Fotografía obtenida del vuelo GEOTEC, año 1999 (SAF).

Las terrazas fluviales asociadas al Astaburuaga se encuentran distribuidas hacia el SE de la Laguna del Negro Francisco (C1 y C2, ver mapa adjunto), expuestas como restos parcialmente desmantelados a una cota de 4.210 y 4.228 (± 3 m). Su límite se encuentra definido por un ligero escarpe erosivo, presentando orientaciones paralelas al valle fluvial. Los afloramientos están entre 2 a 4 m por sobre la orilla del río; incluyen depósitos semiconsolidados de gravas con intercalaciones de arenas limosas y arenas medias moderadamente seleccionadas. La granulometría de las gravas varía entre fina a gruesa, con grados de redondeamiento que van desde angulosas a subangulosas, con baja esfericidad. Su composición es polimíctica, registrándose principalmente fragmentos volcánicos y subvolcánicos. Igualmente, es frecuente observar estructuras sedimentarias como laminación horizontal, laminación inclinada, paleocanales y ligeras imbricaciones de clastos. Además, el desmantelamiento de los afloramientos es la principal área fuente de pequeños coluvios que cubren la base (5.12 a y b).

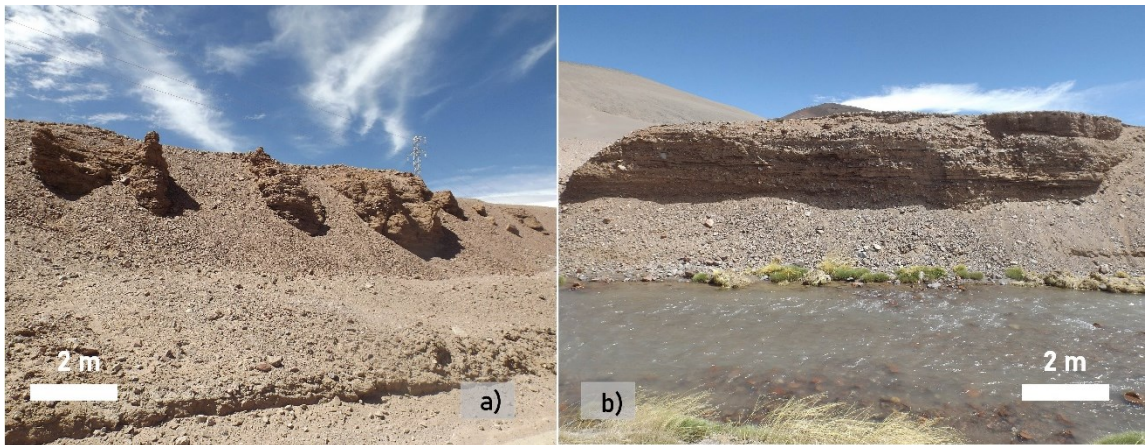


Figura 5.12. Vistas de las terrazas fluviales en el curso inferior del río Astaburuaga. a) y b) Depósitos del Astaburuaga, periferia de las lagunas.

Se levantaron 2 columnas en los depósitos del Astaburuaga, próximo a su desembocadura, con el fin de complementar y relacionar cambios en el paisaje lacustre. La ubicación de los puntos donde se han elaborado las secciones está condicionada por la accesibilidad y

la calidad del corte. Se indica la localización de las columnas en el mapa adjunto a este trabajo.

Columna 1 (C1) (6.958.301 N, 489.851 E)

La columna se sitúa hacia el sureste de las lagunas, levantada a 4.228 m s.n.m. en depósitos del río Astaburuaga, a 58 m del cauce principal. La sección comprende 5,01 m descrita de muro a techo, con base ampliamente cubierta, por tanto, la columna ilustrada inicia desde los 240 cm para una mejor visualización (figura 5.13). El primer nivel presenta 21 cm de gravas masivas de pobre selección. Las gravas (92%) son de tamaño fino a medio, en escasa matriz de arenas medias a gruesas (~8%). El depósito se encuentra semiconsolidado y es de composición polimíctica, con grado de redondeamiento anguloso y de baja esfericidad. Dentro del nivel se reconocen burdos fragmentos angulosos y de baja esfericidad de mayor tamaño, de entre 4 a 5 cm. Le sobreyace un nivel de arenas medias con laminación horizontal de 30 cm de potencia, con moderada selección. Hacia techo y en contacto erosivo se halla un nivel de 57 cm de gravas polimícticas gruesas, de fábrica clasto-soportadas en nula a escasa matriz de arenas medias (~2%). Presentan grado de redondeamiento anguloso y baja esfericidad. Además, se observa granoclasificación normal y fragmentos de hasta 10 cm de tamaño en la base. Este nivel no exhibe continuidad lateral en los afloramientos adyacentes, ya que, es reemplazado por un nivel de arenas medias de moderada selección. La sección finaliza con 93 cm de arenas medias que presentan laminación horizontal, intercaladas con arenas ligeramente limosas. En este nivel se observan cuerpos lenticulares irregulares de gravas finas a medias subangulosas, con baja esfericidad y composición polimíctica.

Columna 2 (C2) (6.958.433 N, 488.068 E)

La columna se sitúa hacia el sureste de las lagunas, levantada a 4.209 m s.n.m. en depósitos del río Astaburuaga, a 5 m del cauce principal. La sección comprende 3,75 m descrita de muro a techo, con base considerablemente cubierta, por ende, la columna ilustrada inicia desde los 160 cm para una mejor visualización (figura 5.13). El primer nivel comienza con 35 cm de gravas gruesas masivas (65%) de composición polimíctica,

semiconsolidadas, que presentan clastos angulosos con baja esfericidad. Estos se encuentran inmersos en una matriz de arenas medias (35%) pobremente seleccionadas. Sobre este nivel se hallan 62 cm de arenas limosas a finas con laminaciones horizontales e inclinadas en dirección al flujo, con base erosiva. Al interior de este nivel se observan cuerpos lenticulares pequeños y difusos de gravas finas a medias con grado de redondeamiento anguloso y baja esfericidad que presentan una ligera imbricación. Además, se detecta una estructura lenticular clara que parece relacionarse con un paleocanal, el cual se encuentra relleno con gravas gruesas (75%) y bloques (5%) con grado de redondeamiento anguloso y baja esfericidad. Estos se encuentran semiconsolidados en una matriz de arenas medias (20%) de moderada selección. La sucesión finaliza con 58 cm de arenas medias moderadamente seleccionadas, con laminación horizontal. Hacia techo de este nivel se aprecian lentes gravosos y un paleocanal de dimensiones discretas que se encuentra relleno con gravas polimícticas de tamaño fino, con aristas angulosas y baja esfericidad.

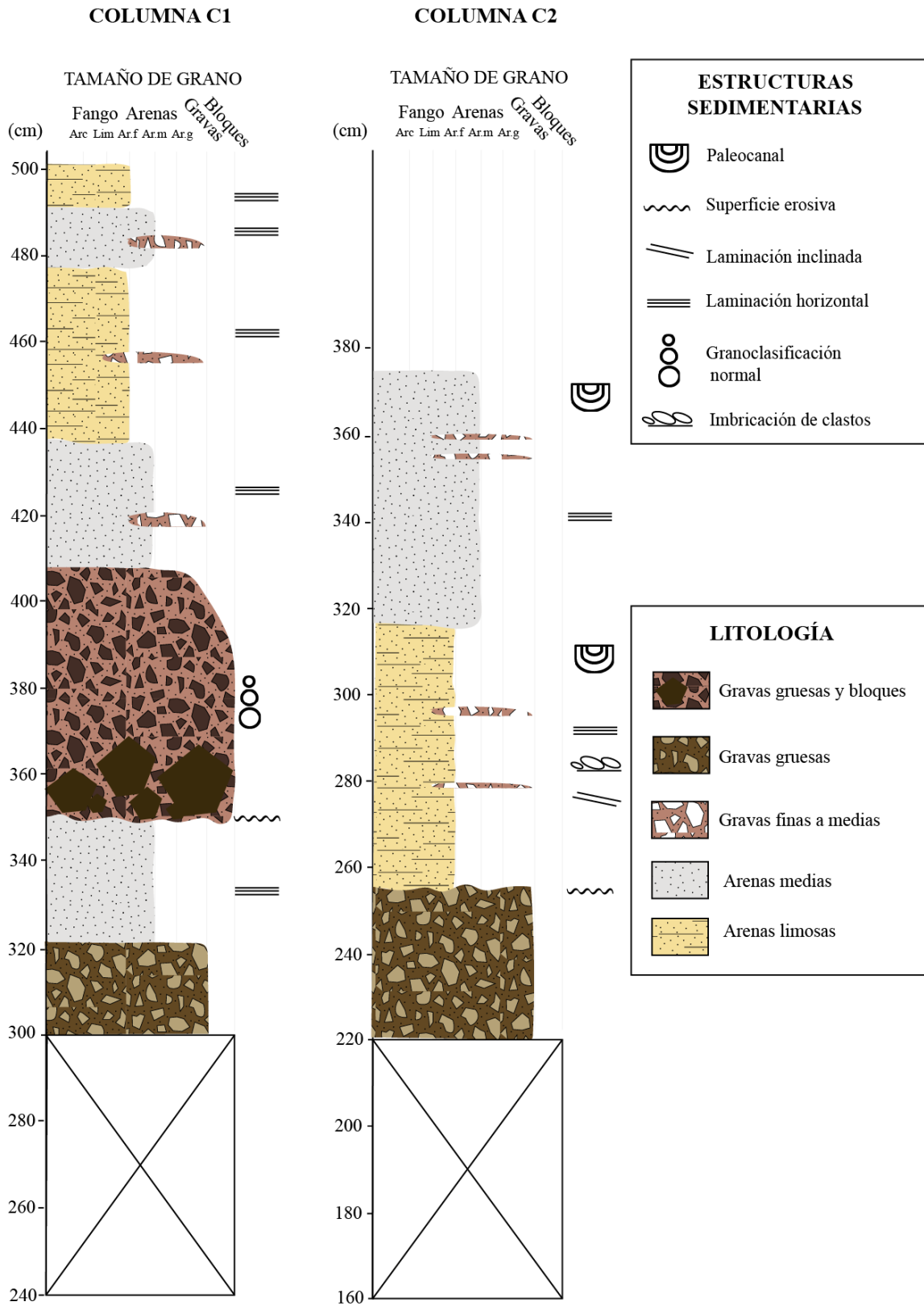


Figura 5.13. Secciones realizadas en afloramientos que circundan al río Astaburuaga.

5.1.2.2. Formas asociadas a la barrera de material aluvial

La barrera se extiende longitudinalmente en dirección NE-SW por 5 km, con una superficie de $1,2 \text{ km}^2$. La conforman sedimentos semi consolidados de granulometrías variables (desde gravas hasta limos). En los afloramientos de la zona SW se observan hacia techo capas continuas con nódulos de boratos y paleosuelo color gris claro de 30 a 35 cm de espesor. Lo más particular de este depósito es su elevada altura; la diferencia máxima entre las playas y la cima de la barrera es de $\sim 16 \text{ m}$ en el sector SW, donde se alcanzan los 4.150 m s.n.m., mientras que hacia el NE declina progresivamente la altura, fluctuando entre los 4.145 y 4.135 m s.n.m. (figura 5.14).

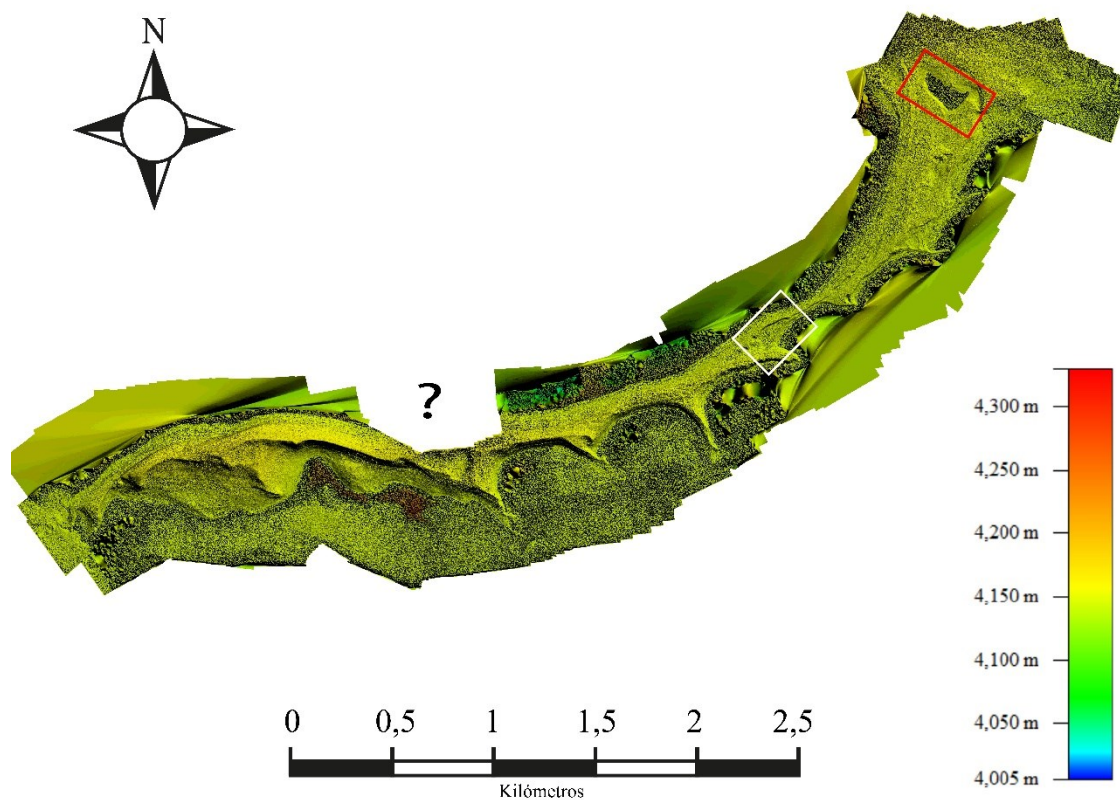


Figura 5.14. MDE de la barrera que separa parcialmente a las lagunas, resolución de 29,3 cm/px. En rojo se señala cubeta de agua con presencia de numerosas aves altoandinas; en blanco zona deprimida con agua de menor extensión. Un pequeño segmento del modelo no es representado debido a la incompleta captura de fotografías por fuertes vientos al momento de volar el dron. Obtenido a partir del vuelo de Mavic 2 Zoom, Geoturismo Lickantay.

Las pendientes de la barrera son de bajas a moderadas ($<25^\circ$), sólo en el extremo SW, hacia orillas de la laguna salada, la pendiente es abrupta ($>60^\circ$). Las zonas que presentan mayor ancho se encuentran en los extremos, especialmente en el SW, donde se registran 450 m de ancho. La zona centro-este se angosta hasta los 60 m, donde se observa, además, un área deprimida con presencia de agua de 6 m² inmersa en la barrera (figura 5.14). Asimismo, en el extremo este se registra una cubeta de agua de 18 m² (figura 5.14), con numerosas aves altoandinas identificadas en terreno.

La base de la barrera se encuentra ampliamente cubierta por potencias variables, desde ~2 a 6 m de material detrítico no consolidado. Hacia techo los depósitos se encuentran semiconsolidados, constituidos por material aluvial, esencialmente gravas polimícticas de granulometrías variables, de fina a gruesa, con grados de redondeamiento anguloso a subanguloso y baja esfericidad. Además, se presentan limolitas pardo-amarillentas, gypsisol y arenas gravosas de pobre selección. Puntualmente se reconocen estructuras sedimentarias en el sector suroccidental, como encostramiento, estructuras de carga, granoclasificación normal y nódulos blancos de ulexita (figura 5.15 a y b).

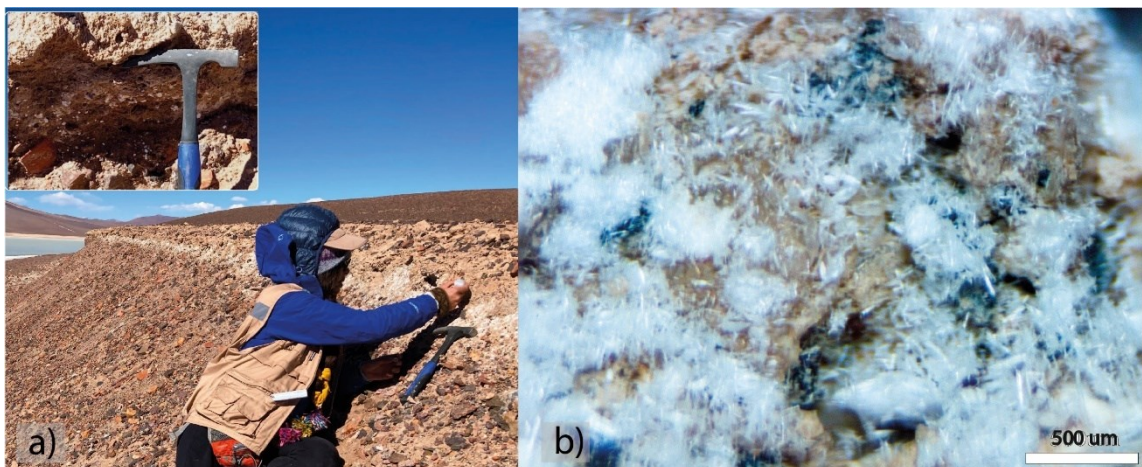


Figura 5.15. a) Vista en terreno de los nódulos de ulexita en un nivel de arenas gravosas. b) Microfotografía de uno de los nódulos, 4X.

Las secciones mejor preservadas se registran en la zona suroeste, en la orilla de la laguna salada. En cambio, a orillas de la salobre, los cortes no son limpios, siendo visible sólo los

niveles que presentan nódulos de boratos y gypsisol hacia techo. Se levantaron 3 columnas estratigráficas con el propósito de esclarecer su origen deposicional. La localización de los puntos donde se han elaborado las secciones está condicionada por su calidad.

Columna 3 (C3) (6.960.916 N, 476.538 E):

Sección que comprende 3,36 m descrita de muro a techo, con base cubierta por 235 cm (figura 5.16). El primer nivel comienza con 54 cm de arenas con granulometría media a gruesa (88%). Su consolidación es moderada, registrándose escasas gravas dispersas de granulometría fina a media (12%) que presentan un grado de redondeamiento anguloso y baja esfericidad. El depósito se encuentra moderadamente seleccionado, con fragmentos volcánicos de composición polimíctica. En general el depósito es masivo, sólo en el techo de este nivel se registran nódulos de borato (ulexita) centimétricos a milimétricos que se extienden lateralmente de manera continua. Sobreyaciendo a esta capa se reconoce un nivel con base irregular de costras pulverulentas semiconsolidadas, ligeramente limosas y altamente porosas constituidas por arenas encostradas por yeso de 46 cm de potencia (gypsisol). Finalmente, aparece una capa de ~1 cm de gravas medias a gruesas que recubren la superficie de la barrera. Estas son masivas y no se encuentran consolidadas, con un grado de redondeamiento anguloso y baja esfericidad.

Columna 4 (C4) (6.961.034 N, 476.949 E)

Sección que comprende 5,37 m descrita de muro a techo, con base cubierta por 325 cm (figura 5.17). El primer nivel comienza con un depósito masivo semiconsolidado y caótico de 18 cm de arenas medias a gruesas (65%) que muestran numerosas gravas dispersas polimícticas de composición volcánica y granulometría fina a media (35%). La selección del depósito es moderada a pobre, con fragmentos angulosos y de baja esfericidad. Sobreyaciendo a esta capa se reconocen 13 cm de limolitas pardo-amarillentas ligeramente arenosas de base irregular, con restos de materia orgánica y deformación por carga. Sobre esta capa se deposita un nivel masivo y discontinuo de 9 cm de gravas finas a medias de moderada consolidación, con fragmentos volcánicos polimícticos y grado de redondeamiento anguloso y baja esfericidad. Presentan una fábrica clasto-soportada con 20% de matriz arenosa media. Sobre esta capa y en contacto erosivo se depositan 142 cm

de bloques y gravas gruesas con grado de redondeamiento subanguloso a anguloso, de baja esfericidad. Se aprecia una notoria fábrica clasto-soportada con escasa matriz arenosa media (~2%). Este nivel presenta granoclasificación normal y algunos clastos imbricados. Hacia techo de este nivel aparecen nódulos blancos de ulexita centimétricos a milimétricos. La secuencia continúa con 10 cm de arenas medias a gruesas (90%) moderadamente seleccionadas que muestran nódulos de ulexita y escasas gravas dispersas (10%) de granulometría fina a media. Los fragmentos son volcánicos, de composición polimíctica y grado de redondeamiento anguloso, con baja esfericidad. Le sobreyacen 20 cm de costras pulverulentas y altamente porosas de yeso, arenas y limo (gypsisol). Finalmente, una capa milimétrica de gravas masivas no consolidadas y con mala selección recubre la superficie de la barrera. Esta presenta tamaño medio a grueso, con clastos de composición polimíctica, aristas angulosas y baja esfericidad.

Columna 5 (C5) (6.961.080 N, 477.110 E)

Sección que comprende 5,27 m descrita de muro a techo, con base cubierta por 345 cm (figura 5.18). El primer nivel inicia con 110 cm de arenas, gravas y bloques masivos de moderada a pobre selección. La granulometría de las arenas es media a gruesa (70%) con fragmentos dispersos de gravas finas a gruesas (25%) y bloques (5%) volcánicos de composición polimíctica. Presentan grado de redondeamiento anguloso y baja esfericidad. Sobreyaciendo a este nivel se observan 32 cm de arenas medias a gruesas (85%) de moderada selección con gravas medias dispersas (15%). En este nivel se presentan los nódulos blancos de boratos centimétricos a milimétricos observados también en las columnas anteriores. Hacia techo se encuentra la capa de gypsisol, con una potencia de 40 cm. Finalmente, la secuencia termina con un recubrimiento de gravas ligeramente arenosas, no consolidadas y masivas, que presentan clastos de composición polimíctica, grado de redondeamiento anguloso y baja esfericidad.

COLUMNA C3

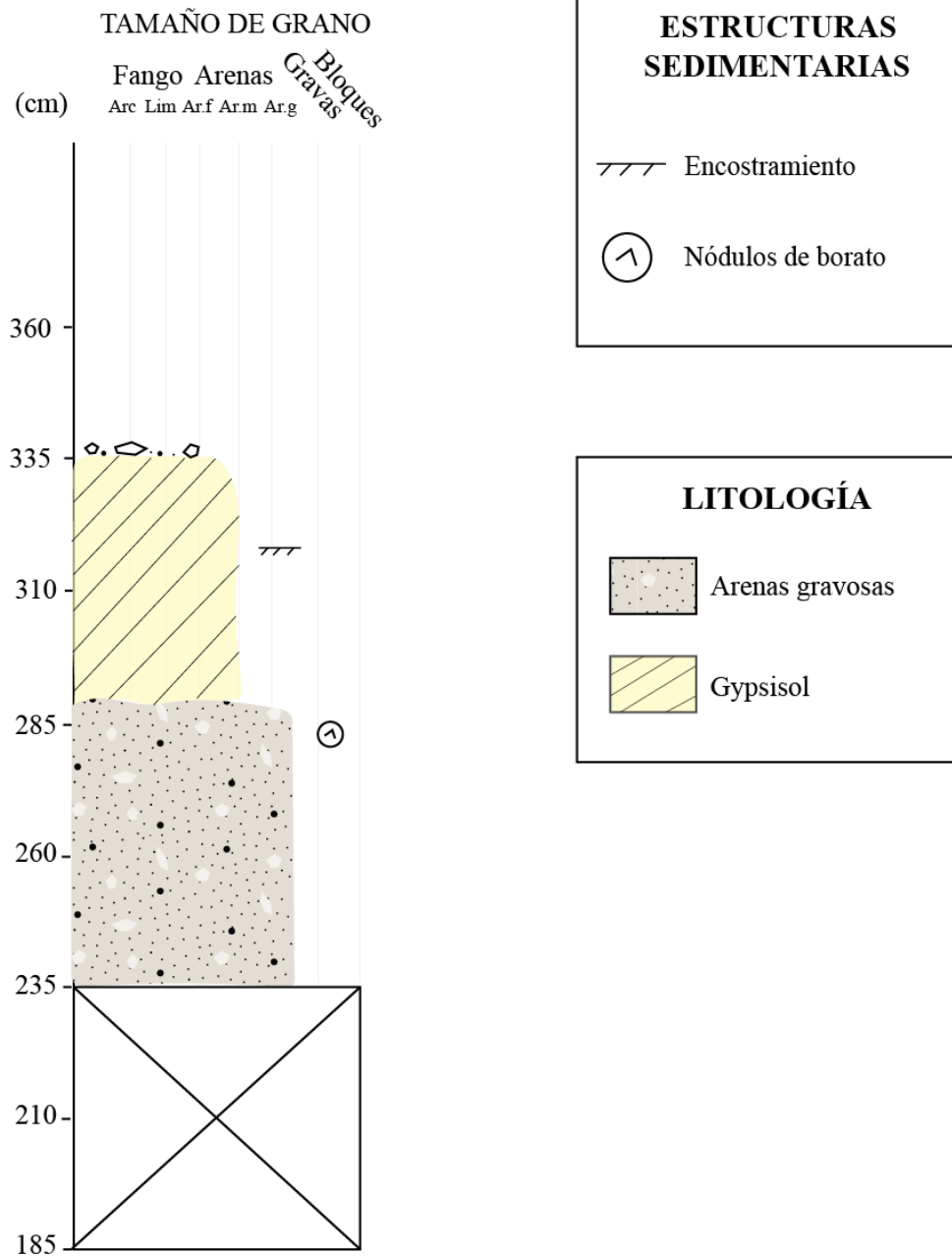


Figura 5.16. Columna levantada a 48 m de la orilla de la laguna salada, a 4.140 m s.n.m. La base se encuentra ampliamente cubierta; la ilustración inicia desde los 185 cm para una mejor visualización. Se indica localización de la columna en el mapa adjunto a este trabajo.

COLUMNA C4

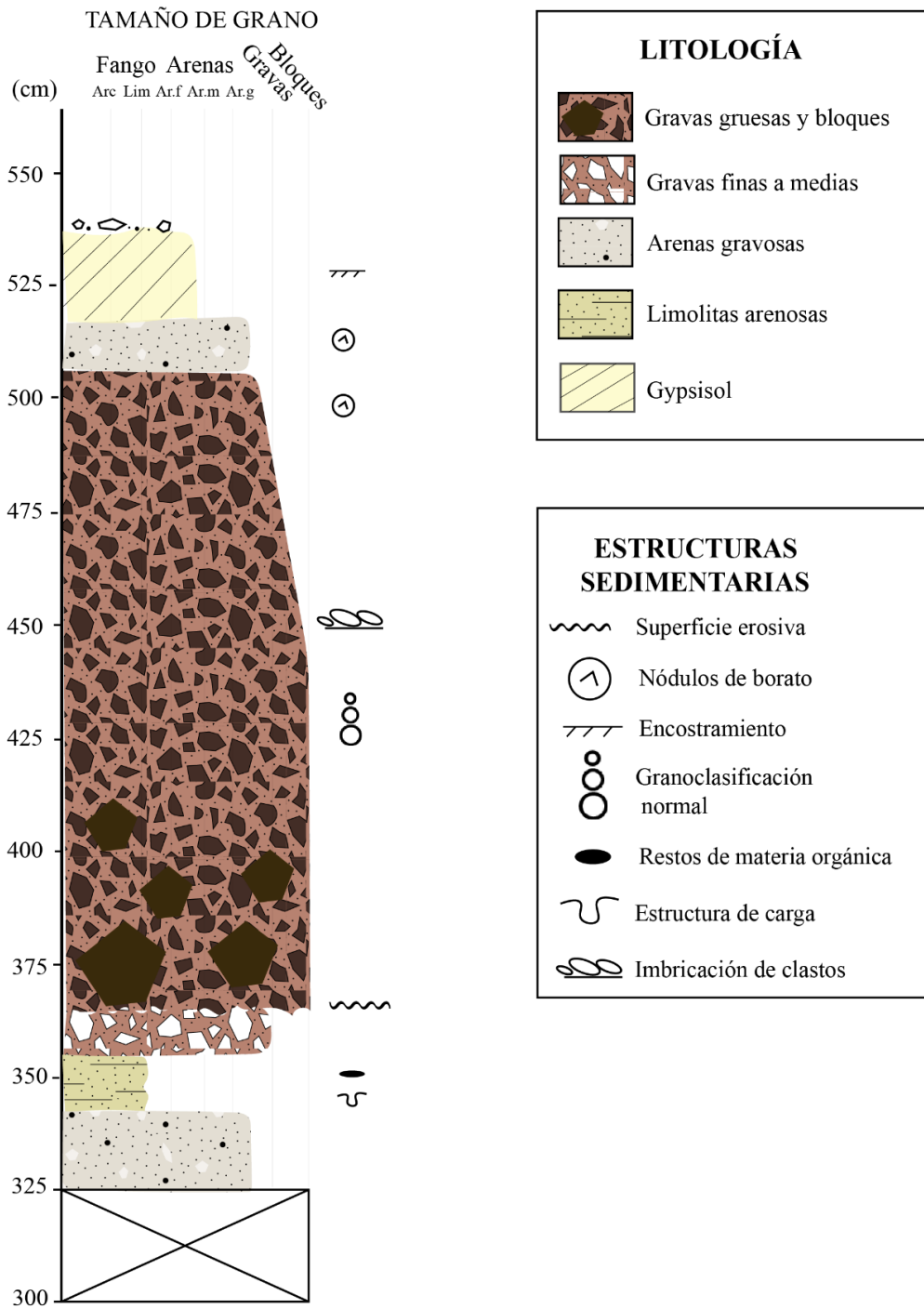


Figura 5.17. Columna levantada a 52 m de la orilla de la laguna salada, a 4.145 m s.n.m. La base se encuentra ampliamente cubierta; la ilustración inicia desde los 300 cm para una mejor visualización. Se indica localización de la columna en el mapa adjunto a este trabajo.

COLUMNA C5

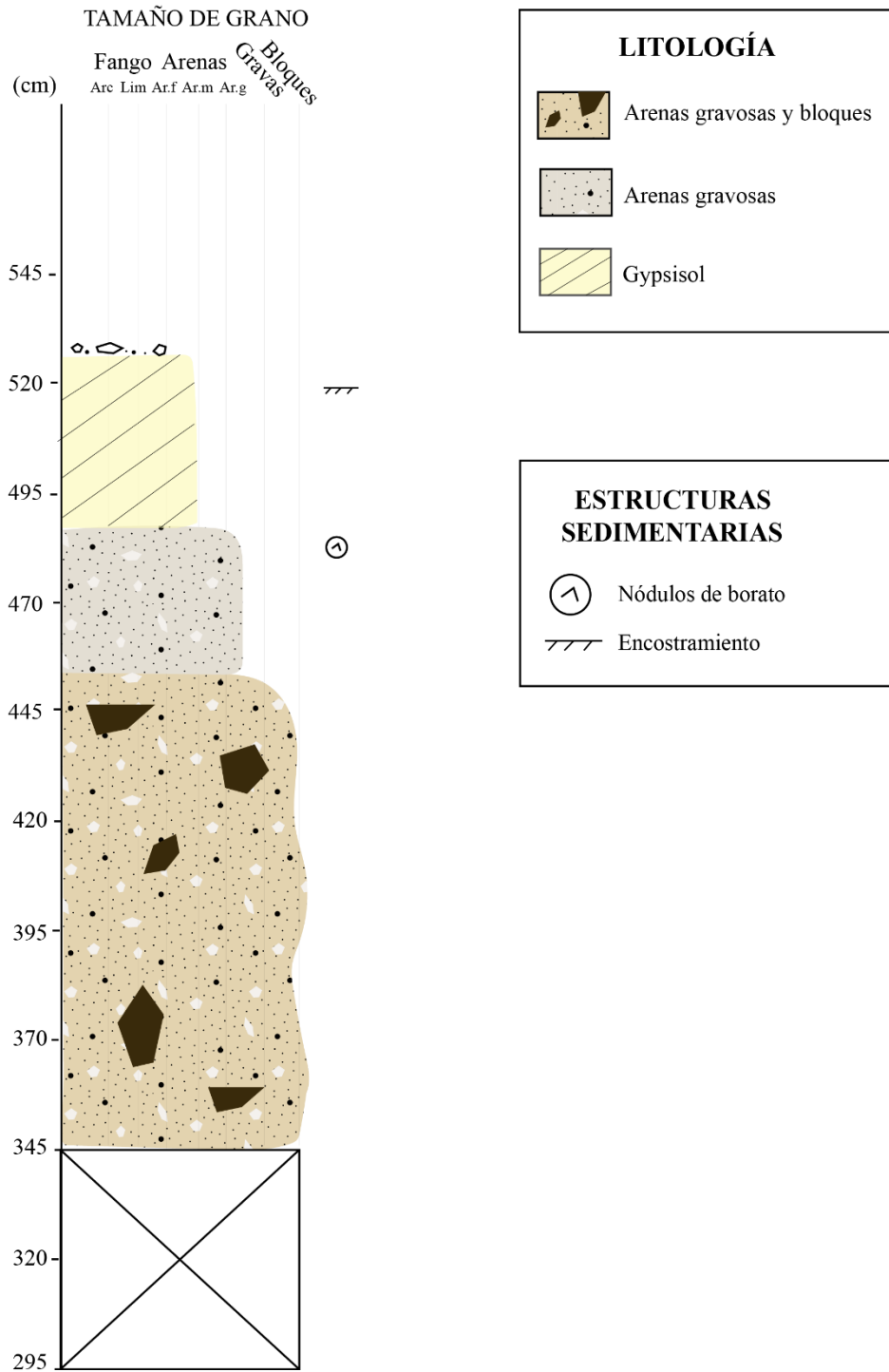


Figura 5.18. Columna levantada a 42 m de la orilla de la laguna salada, a 4.143 m s.n.m. La base se encuentra ampliamente cubierta; la ilustración inicia desde los 295 cm para una mejor visualización. Se indica localización de la columna en el mapa adjunto a este trabajo de investigación.

5.1.2.3. Formas aluviales

Los abanicos aluviales constituyen el rasgo más característico de piedemontes, conformados mayormente por arenas y gravas. Las arenas (52%) presentan tamaño medio, con presencia de gravas dispersas polimícticas de tamaño medio a grueso (40%) y limos (8%). Las gravas muestran un grado de redondeamiento anguloso a subangulo, con baja esfericidad. Son depósitos no consolidados y masivos como consecuencia de las arroyadas en manto y flujos esporádicos procedentes de quebradas que experimentan descanalización brusca y expansión al alcanzar zonas llanas. En ocasiones este material detrítico recubre antiguos niveles lacustres, especialmente incide en las líneas de paleocostas más antiguas registradas (PLC1).

Afloran 12 de baja pendiente ($\sim 1^\circ$), el más significativo situado a ~ 4 km al NE de las lagunas. Alcanzan extensas áreas, de incluso hasta $4,4 \text{ km}^2$. Sus ápices se ubican en sectores montañosos de pendientes moderada a abruptas, en las unidades volcánicas y subvolcánicas de la Franja de Maricunga. La existencia de abanicos aluviales configurados coalescentemente da lugar a la formación de una penillanura inclinada, formando una bajada o glacis de acumulación como consecuencia de la depositación gradual de materiales aluviales arrastrados por acción de la esorrentía, con pendientes de muy bajas a bajas ($< 6^\circ$) en gran parte del área de estudio. Estos depósitos se componen de la desmantelación parcial de los relieves circundantes, erigiéndose como plataformas de enlace entre las laderas de los relieves y las lagunas. El recubrimiento detrítico se conforma mayoritariamente por gravas medias a gruesas (75%) de composición polimíctica que presentan un grado de redondeamiento anguloso a subanguloso, con baja esfericidad, y arenas medias a finas (25%) con una moderada selección.

Por otro lado, la forma erosiva más recurrente está asociada a la acción de desmantelamiento debido a corrientes hídricas, descritas en la zona como incisiones lineales, estas son estructuras en surcos y alargadas que se organizan en función del escurrimiento difuso en tramas de avenamiento (figura 5.19), generalmente en laderas y pendientes pronunciadas, sin embargo, en algunas ocasiones estas incisiones de

dimensiones variables alcanzan la llanura lacustre. Además, cuando la intensidad es mayor, se desarrollan barrancos debido al gradiente y a la escorrentía.



Figura 5.19. Camino principal que corta la base de la ladera del volcán La Laguna. Nótese las numerosas incisiones lineales, situado al sur de las lagunas. La ladera se encuentra recubierta de material heterométrico, sobre un substrato de litologías miocenas. Fotografía del dron Mavic 2 Zoom.

5.1.3. Formas coluviales

Constituyen morfologías donde actúan procesos de erosión, como movimientos en masa o deslizamientos de suelo y/o roca. Se reconocen coluviones al pie de las laderas, principalmente tendiendo a acumularse junto a la orilla occidental de la laguna salada. Estas son formas de tamaños heterogéneos, alcanzando en conjunto un área de $4,1 \text{ km}^2$ con pendientes entre 11 y 16° . La susceptibilidad a deslizamientos puede deberse a la alta meteorización de las rocas debido a un ambiente predominantemente periglaciario. Los

depósitos son masivos, escasamente consolidados con muy mala selección, en general desorganizados. El depósito muestra aproximadamente un 35% de clastos heterométricos de composición polimíctica, con grado de redondeamiento muy angulosos a angulosos y baja esfericidad, en una matriz de arenas finas a medias (65%). Se encuentran al pie de laderas y proceden principalmente del desmantelamiento de unidades de la Franja de Maricunga como consecuencia de derrubios de vertiente en época de deshielos.

5.2. Variaciones del nivel lacustre

El análisis diacrónico de imágenes satelitales Landsat y fotogramas del Servicio Aerofotogramétrico (SAF) para los años 1980, 1983, 1988, 1991, 1999, 2012, 2014 y 2020 (figura 5.20 a, b, c, d, e, f, g, h) muestra que la extensión superficial del 02 de enero de 1988 (figura 5.20 c) es la mayor, con un área de $21,77 \text{ km}^2$, mientras que la superficie mínima se registra para el 10 de enero del 2020 (figura 5.20 h), con $18,51 \text{ km}^2$ (tabla 5.1). En todos los periodos analizados la laguna salada presenta una superficie mayor en comparación con la salobre.

Las superficies mantienen una extensión conjunta relativamente constante de 18 km^2 (tabla 5.1), identificando como único momento atípico el año 1988, desde donde se generó una gradual disminución, hasta cubrir un 14,97% menos de superficie el año 2020. El año 1988 no sólo aumentó en $\sim 1\text{m}$ la anchura del canal natural que une a las lagunas, sino que además estas estuvieron a un par de metros de conectarse en la zona centro norte de la barrera de material aluvial (figura 5.20 c).

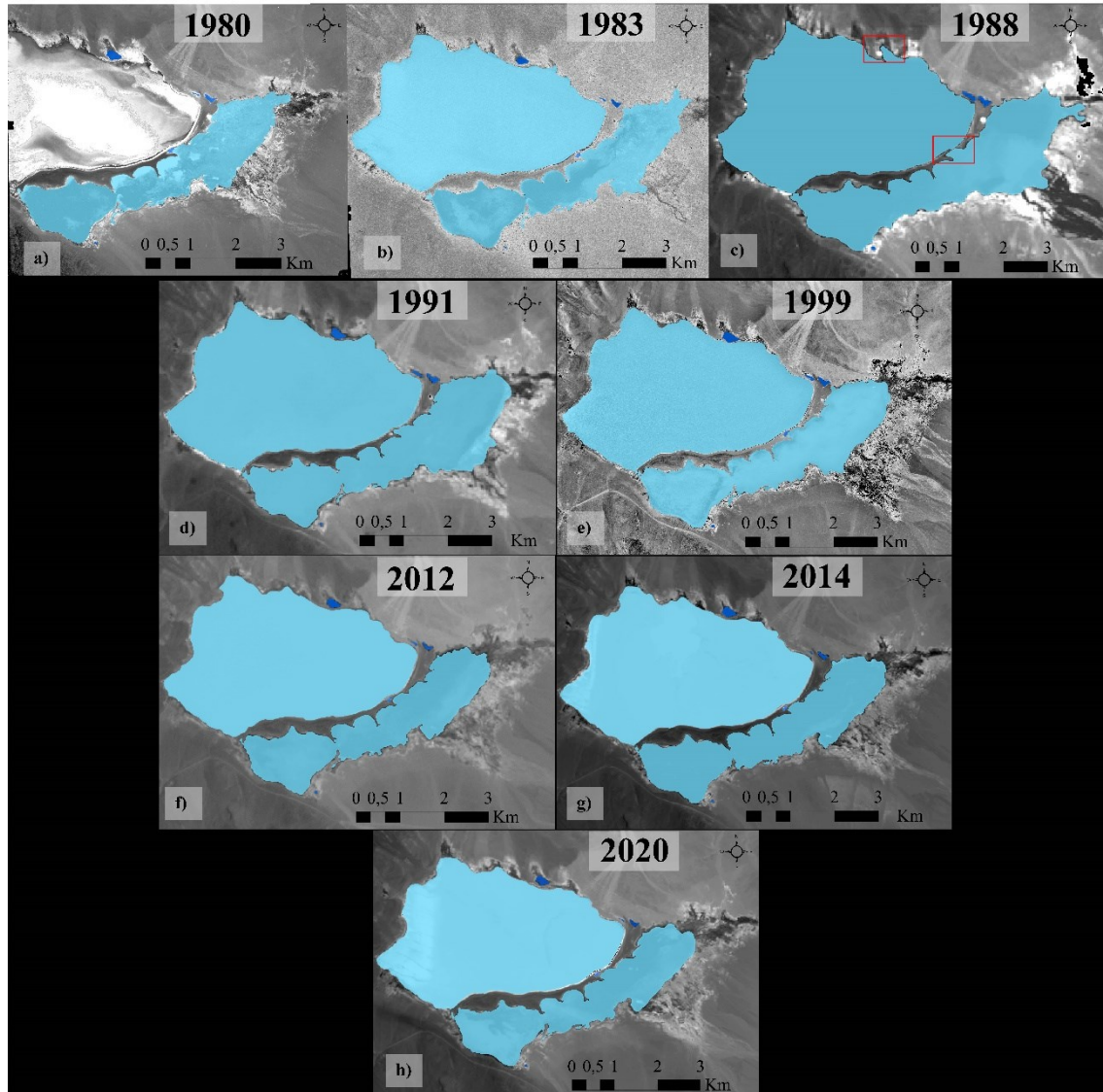


Figura 5.20. Vistas pancromáticas de las superficies analizadas. En celeste superficie de las lagunas. En azul superficie de cuerpos de agua menores. a) Fotograma aéreo del 07 de enero de 1980, SAF, vuelo CH-60. b) Fotograma aéreo del 08 de enero de 1983, SAF, vuelo CH-30. c) Imagen satelital del 02 de enero de 1988, Landsat-5; se señala en rojo zonas con aumento superficial destacado. d) Imagen satelital del 10 de enero de 1991, Landsat-5. e) Fotograma aéreo del 07 de enero de 1999, SAF, vuelo GEOTEC. f) Imagen satelital del 12 de enero de 2012, Landsat-7. g) Imagen satelital del 09 de enero de 2014, Landsat-8. h) Imagen satelital del 10 de enero de 2020, Landsat-8.

Tabla 5.1. Extensiones superficiales de las lagunas salobre, salada y cuerpos de agua menores.

MES-AÑO	01-1980	01-1983	01-1988	01-1991	01-1999	01-2012	01-2014	01-2020
Superficie laguna salobre (km^2)	6,08	6,06	7,71	7,18	6,19	5,7	5,86	5,68
Superficie laguna salada (km^2)	Sin registro	12,66	13,99	13,58	13,11	13,1	12,85	12,76
Superficie cuerpos de agua menores (km^2)	0,08	0,066	0,068	0,092	0,106	0,071	0,075	0,070
Superficie total (km^2)	Sin registro	18,78	21,77	20,85	19,41	18,87	18,79	18,51

En los periodos estudiados se identificaron cuerpos de agua de menor extensión ligeramente desconectados de las lagunas, los que muestran una imperceptible variación en su superficie (figura 5.21), a excepción del cuerpo situado al norte de la laguna salada, donde el año 1988 no era un cuerpo aislado, sino que formaba parte de la misma laguna (figura 5.20 c).

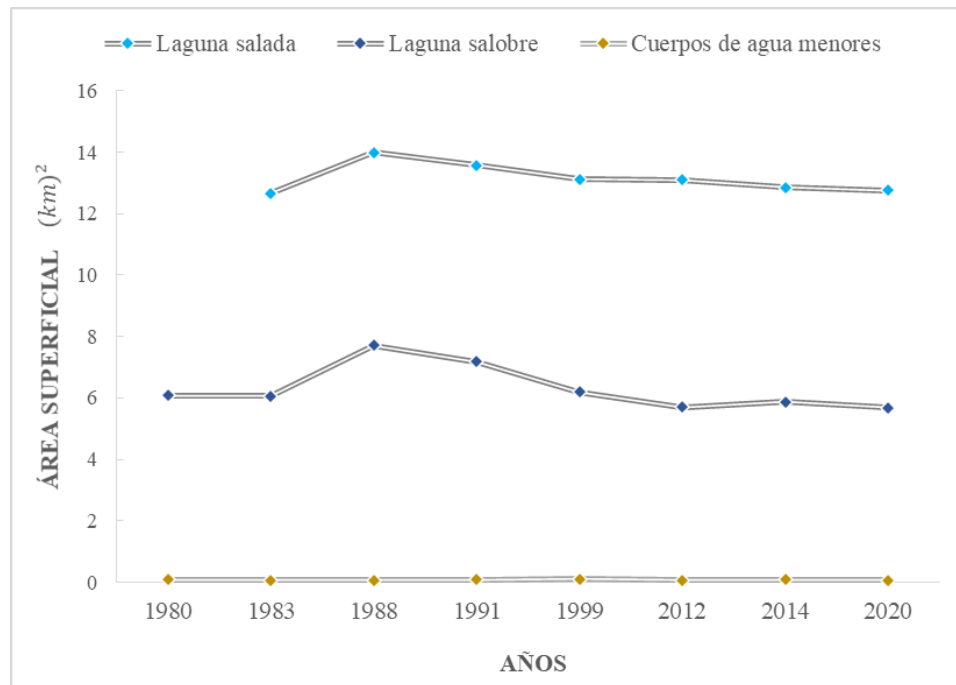


Figura 5.21. Comportamiento de las áreas superficiales de los espejos de agua de la Laguna del Negro Francisco.

5.3. Hidroquímica de la laguna salobre

Siguiendo el protocolo de muestreo hidroquímico (anexo 2) se recolectaron dos muestras superficiales desde la laguna salobre (figura 5.22).

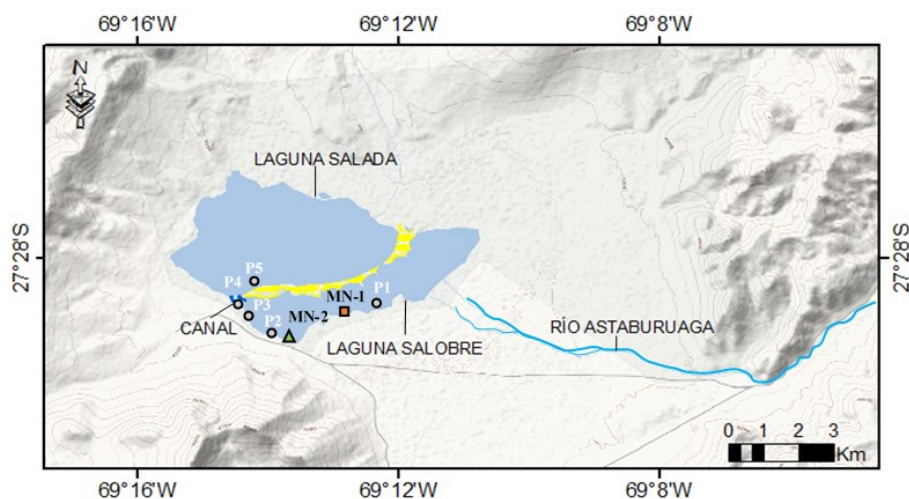


Figura 5.22. Ubicación de los puntos de muestreo MN-1 y MN-2. Asimismo, se señalan puntos donde se registraron únicamente parámetros fisicoquímicos (P1, P2, P3, P4 y P5).

Para el estudio, en primera instancia, se registraron los parámetros fisicoquímicos e indicios sobre la cantidad de iones disueltos presentes en ambas lagunas y en el canal que las conecta, utilizando un multiparámetro portátil PCE - PHD1 (tabla 5.2).

Tabla 5.2. Parámetros fisicoquímicos registrados en campo. MN-1 y MN-2 corresponden a los puntos de muestreo del análisis hidroquímico realizado en AGQ Labs Chile. C.E. corresponde a la conductividad eléctrica.

Laguna salobre	N	E	Altura	Hora	Fecha	C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	O disuelto (mg/L)	pH
P1	6.960.454	479.565	4.134	14:35	13-12-2018	1.910	15,50	7,70	8,97
P2	6.959.481	477.316	4.133	16:27	13-12-2018	3.260	13,50	7,80	8,57
P3	6.960.483	476.286	4.133	17:00	13-12-2018	3.270	11,70	7,60	8,64
MN-1	6.960.212	478.723	4.134	9:43	12-03-2020	2.550	8,90	5,70	9,70
MN-2	6.959.485	477.343	4.133	11:00	12-03-2020	10.140	10,80	5,30	7,73
Canal	N	E	Altura	Hora	Fecha	C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	O disuelto (mg/L)	pH
P4	6.960.565	476.173	4.133	17:10	13-12-2018	6.760	11,10	0,10	9,07
Laguna salada	N	E	Altura	Hora	Fecha	C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	O disuelto (mg/L)	pH
P5	6.960.903	476.453	4.133	17:45	13-12-2018	156.600	12,60	8,20	8,03

Las lagunas están unidas por un pequeño canal natural de ~4 m de ancho. Se resalta el evidente contraste entre ellas, no sólo por sus colores, sino que también por su conductividad eléctrica (figura 5.23).



Figura 5.23. Complejo hídrico de las lagunas del Negro Francisco. C.E. corresponde a la conductividad eléctrica. Imagen aérea gentileza del fotógrafo Guy Wenborne.

La salobre presenta tonalidades azuladas con valores de conductividad eléctrica que no superan los $10.140 \mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que la salada muestra colores pardo-amarillentos con un valor de conductividad eléctrica muy elevado, de $156.600 \mu\text{S}/\text{cm}$. La diferencia salina que muestran las lagunas ha permitido el desarrollo de características particulares, como microorganismos y composición de fondos diferentes, a lo que se le atribuye la discrepancia de colores.

El río Astaburuaga desemboca en la laguna salobre y favorece las condiciones para que habite en ella un importante número de avifauna altoandina, por lo que se entregó mayor énfasis al estudio de esa laguna.

5.3.1. Parámetros fisicoquímicos

La salinidad del agua puede ser estimada indirectamente a través de la conductividad eléctrica (C.E.), que es condicionada por la concentración y composición de las sales disueltas. A mayor conductividad mayor es la salinidad presente. En este contexto, la conductividad en la salobre registró entre 1.910 y 10.140 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los valores más bajos se detectaron a la altura de la desembocadura del río Astaburuaga, aumentando en mayor medida hacia el poniente. Referente a la salada, se registraron 156.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tres veces mayor al agua de mar. Además, se midió la conductividad en el canal natural que une a las lagunas, arrojando 6.760 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Con respecto a la temperatura, es importante recalcar que influye directamente la solubilidad de las sustancias y su conductividad. El agua superficial de la laguna salobre presentó rangos entre 8,9 y 15,5 $^{\circ}\text{C}$, pequeñas variantes condicionadas esencialmente por la hora de toma de datos, que fue entre las 09:43 y 17:00 hrs. La temperatura del canal natural fue 11,1 $^{\circ}\text{C}$, medición realizada a las 17:10 hrs, mientras que la laguna salada alcanzó una temperatura de 12,6 $^{\circ}\text{C}$ a las 17:45 hrs.

La cantidad de oxígeno disuelto de un sistema acuático define en gran parte la biodiversidad y la supervivencia de la comunidad biótica. En general, en ambas lagunas la cantidad de oxígeno disuelto registrado se encuentra dentro de los rangos normales para aguas que sustentan vida aerobia (entre 5,3 y 8,2 mg/L), a excepción del canal que une los cuerpos de agua, donde se obtuvo 0,1 mg/L, posiblemente como respuesta a la escasa profundidad y ligero estancamiento de agua en esa zona.

La acidez del agua (pH) varía entre 0 a 14 en disolución acuosa, considerándose ácidas las disoluciones con pH menor a 7, básicas las que tienen pH mayor a 7 y neutro el valor de pH 7. Todos los datos verificados en terreno corresponden a aguas básicas; en la salobre el pH varía entre 7,73 y 8,97, mientras que la laguna salada registró 8,03 y el canal natural 9,07.

Los datos de los parámetros fisicoquímicos fueron ingresados a Microsoft Excel, donde se insertaron *boxplots* o *box and whiskers* (“diagramas de caja y bigotes”) (figura 5.24). Estas gráficas estadísticas consisten en una caja rectangular dividida en tres cuartiles, siendo el valor central el segundo cuartil (mediana) (figura 5.24). Los valores máximos y mínimos registrados son representados por las líneas que sobresalen de la caja.

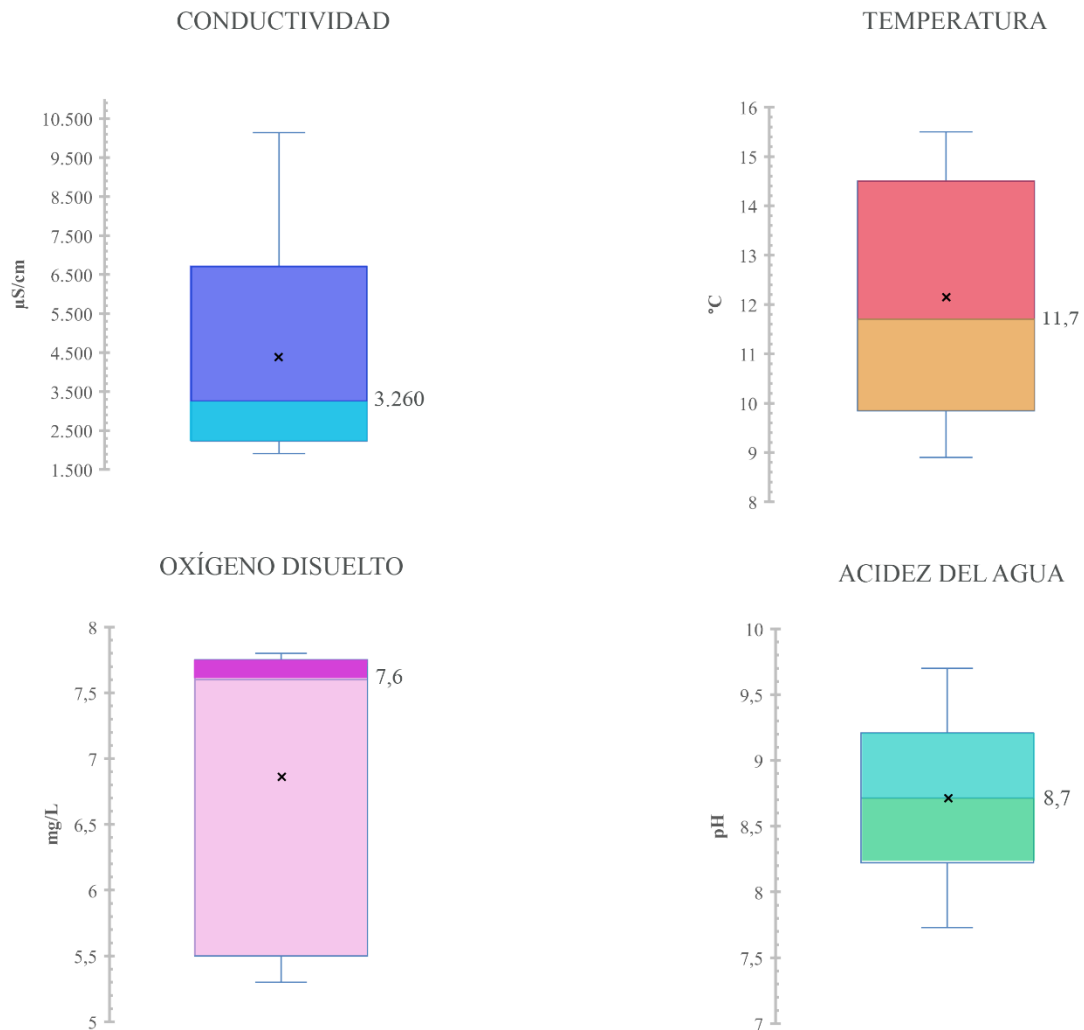


Figura 5.24. Diagramas que visualizan la dispersión, simetría y el valor de la mediana de los parámetros fisicoquímicos registrados en la laguna salobre. La media es representada por una X.

Se desprende de estos diagramas la ausencia de valores atípicos. Tanto la conductividad como la temperatura presentan una asimetría positiva, donde la mayoría de los valores se

encuentran bajo la media. Por otro lado, el oxígeno disuelto presenta una asimetría negativa, con mayor dispersión de datos, donde la mayoría de los valores se hallan sobre la media. En tanto, la acidez del agua muestra una distribución simétrica, con mayor concentración de valores centrales, donde la media y mediana coinciden.

5.3.2. Elementos mayores o principales

Considerando el equilibrio entre las cargas eléctricas de las especies disueltas de las muestras de agua de la laguna salobre (método de balance iónico descrito previamente en la metodología) es posible comprobar que se encuentran dentro de un margen de error aceptable del 10% (7,46% para MN-1 y 1,01% para MN-2), es decir, los resultados del análisis químico realizado por el laboratorio AGQ Chile son confiables (tabla 5.3).

Tabla 5.3. Se presentan los resultados analíticos en mg/L obtenidos en el laboratorio AGQ Chile. Sistema de coordenadas WGS 1984 UTM, Zona 19S. Altitudes registradas mediante GPS Garmin eTrex 30x.

	MN-1	6.960.212 N	478.723 E	4.134 m s.n.m	MN-2	6.959.485 N	477.343 E	4.133 m s.n.m
PARÁMETRO	Resultado	Unidades			Resultado	Unidades		
Aniones -								
Nitratos	2,84	mg/L			54,6	mg/L		
Cationes +								
Calcio Total	178	mg/L			546	mg/L		
Magnesio Total	38,2	mg/L			327	mg/L		
Potasio Total	28,8	mg/L			122	mg/L		
Sodio Total	442	mg/L			2.577	mg/L		
Aniones -								
Bicarbonatos	70,0	mg/L			429	mg/L		
Cloruros	349	mg/L			2.661	mg/L		
Sulfato Total	1.254	mg/L			4.315	mg/L		

Las aguas superficiales de la laguna salobre se pueden clasificar composicionalmente mediante el diagrama de Piper (Piper, 1953), el que permite realizar una caracterización general de los distintos tipos de aguas a partir de aniones y cationes mayoritarios. Esta gráfica se construye por dos campos triangulares y un diagrama en forma de rombo que recoge la información de ambos. El triángulo izquierdo muestra los valores de los cationes y el triángulo de la derecha los aniones (figura 5.25). Los resultados en mg/L obtenidos en laboratorio fueron convertidos a meq/L y graficados de acuerdo con las concentraciones relativas en porcentaje de manera automatizada, utilizando el software *Diagrammes* (Simler, 2009).

Se observa para la muestra MN-1, en el triángulo de los cationes, un 29% de Ca^+ , 10% de Mg^+ y 61% de Na^++K^+ . Por otro lado, el triángulo de los aniones presenta un 28% de $\text{Cl}^-+\text{NO}_3^-$, 70% de SO_4^{2-} y 2% de $\text{CO}_3^-+\text{HCO}_3^-$. La muestra MN-2 en el triángulo de los cationes muestra 16% de Ca^+ , 15% de Mg^+ y 69% de Na^++K^+ , mientras que para aniones presenta un 45% $\text{Cl}^-+\text{NO}_3^-$, 51% de SO_4^{2-} y 4% de $\text{CO}_3^-+\text{HCO}_3^-$. Las concentraciones relativas de cationes predominantes en MN-1 y MN-2 corresponden a sodio, y en relación con los aniones, sulfato. Con base en la clasificación de Piper (1953), ambas muestras superficiales de la laguna salobre son del tipo sulfatadas-sódicas (figura 5.25).

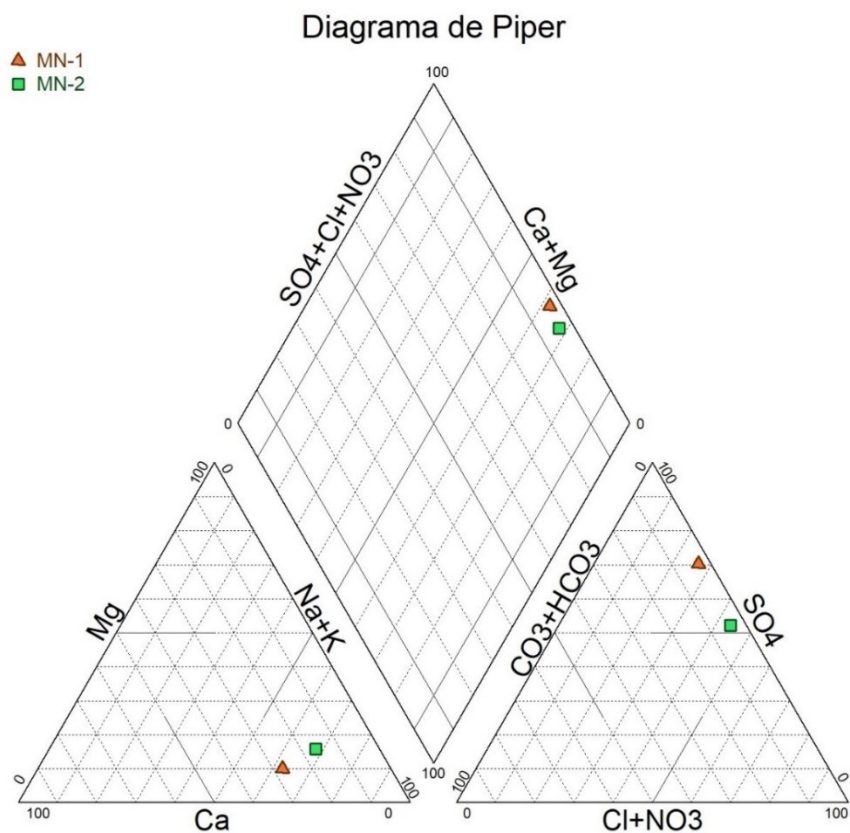


Figura 5.25. Diagrama de Piper para las dos muestras superficiales de la laguna salobre, MN-1 y MN-2 (en % de meq/l).

Dado que las aguas de aporte de las lagunas interactúan con la litología de la cuenca, es probable que el SO_4^- esté asociado a la lixiviación de rocas volcánicas o volcanosedimentarias de la Franja de Maricunga (de edad miocena), que además posee yacimientos epitermales de alta sulfuración. Por otro lado, la alta concentración de Na^+ estaría vinculada a la disolución de depósitos evaporíticos.

Para representar la salinidad de las muestras, comparar y observar la relación entre los iones principales de MN-1 y MN-2, se presenta el diagrama de Schoeller-Berkaloff, constituido mediante el software *Diagrammes* (figura 5.26). En esta gráfica se trazan varias semirrectas verticales paralelas igualmente espaciadas, donde cada semirrecta se le asocia un anión o un catión y se simbolizan segmentos que muestran las concentraciones

de iones mayoritarios, para ello, se emplea una escala semilogarítmica. La inclinación de los segmentos que une los puntos representativos de dos iones mide su relación.

En el diagrama, se observa una diferencia entre las composiciones químicas de las muestras, donde MN-1 queda definida por una menor concentración de iones mayoritarios en comparación con MN-2 (figura 5.26). Esta tendencia indica que la salinidad va en aumento a medida que las aguas confluyen en dirección hacia la laguna salada, lejos de la desembocadura del Astaburuaga.

La concentración de la muestra MN-2 estaría influenciada por su cercanía a la laguna salada, lo que generaría redisolución de esas salmueras. Asimismo, la muestra MN-2 fue extraída cercana a la zona donde se registra el menor ancho entre las playas de la laguna salobre, donde incluso la fluctuación del nivel del agua ha generado el surgimiento de un islote, documentado mediante el vuelo de dron Mavic 2 Zoom (figura 5.4). Este islote entorpece la circulación de aguas que viene desde el río Astaburuaga, favoreciendo la concentración de sales en ese segmento de la laguna.

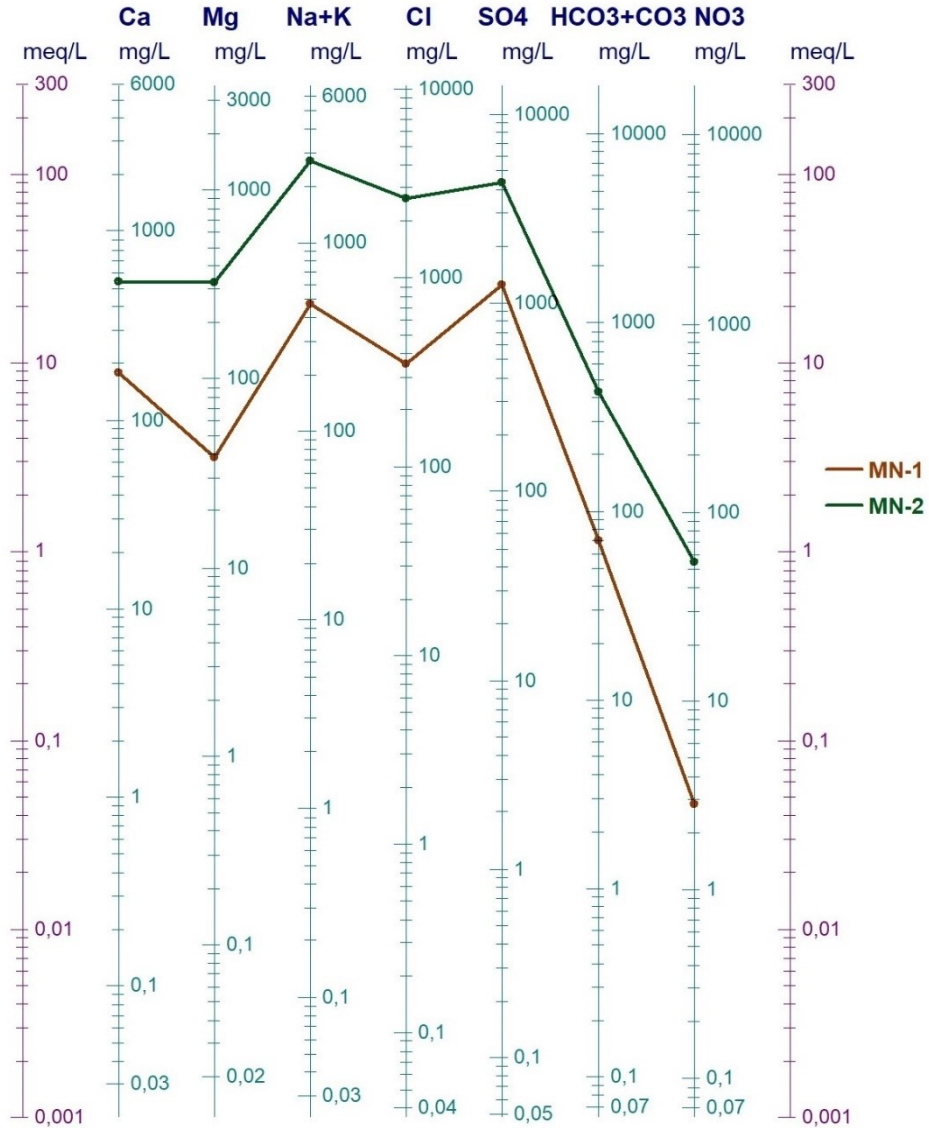


Figura 5.26. Diagrama de Schoeller-Berkaloff que muestra las concentraciones de las aguas superficiales de la laguna salobre. Se comparan las muestras MN-1 y MN-2.

5.3.3. Variaciones hidroquímicas

En mayo de 1995, Risacher *et al.* (1999) estudiaron dos puntos de la laguna salobre, extrayendo dos muestras, Fra-9 y Fra-15 (figura 5.27).

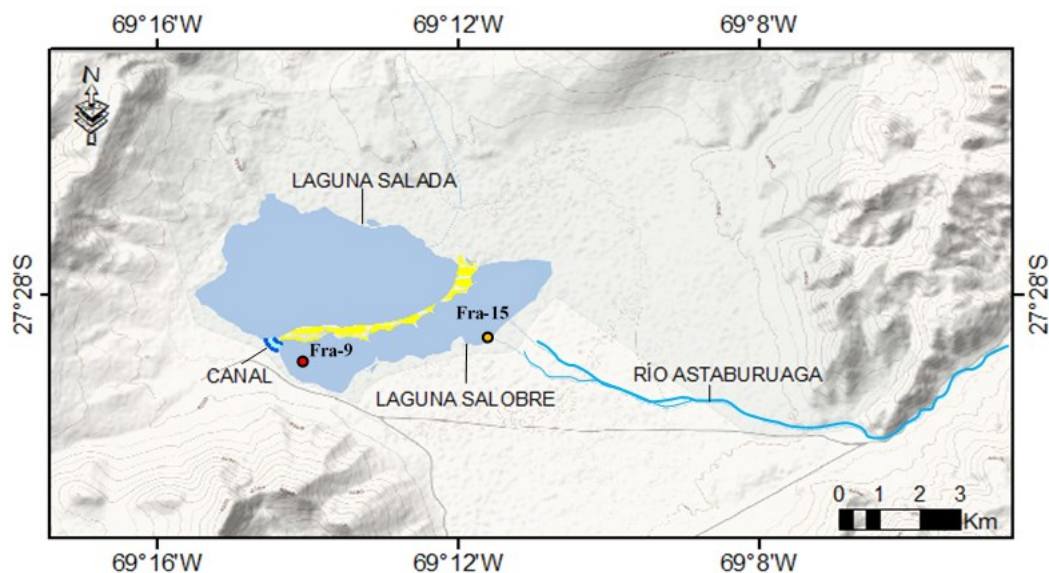


Figura 5.27. Ubicación de los puntos de muestreo de mayo de 1995. Modificado de Risacher *et al.* (1999).

En la tabla 5.4 se presentan los resultados del análisis químico realizado por Risacher *et al.* (1999).

Tabla 5.4. Resultados analíticos en mg/L obtenidos por Risacher *et al.* (1999). Sistema de coordenadas WGS 1984 UTM, Zona 19S.

	FRA-9	6.960.117 N	476.798 E	4.110 m s.n.m	FRA-15	6.960.655 N	480.783 E	4.110 m s.n.m
PARÁMETRO	Resultado	Unidades			Resultado	Unidades		
Aniones -								
Nitratos	5,94	mg/L			-	mg/L		
Cationes +								
Calcio Total	281	mg/L			317	mg/L		
Magnesio Total	231	mg/L			136	mg/L		
Potasio Total	225	mg/L			134	mg/L		
Sodio Total	2.580	mg/L			492	mg/L		
Aniones -								
Bicarbonatos	207	mg/L			110	mg/L		
Cloruros	3.440	mg/L			714	mg/L		
Sulfato Total	2.210	mg/L			1.470	mg/L		

Los resultados de las mediciones de parámetros fisicoquímicos efectuadas en mayo de 1995, junto a los datos registrados en este trabajo se muestran en la tabla 5.5, donde se observa un cambio en la conductividad eléctrica, con un valor promedio de 9.750 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para 1995 y 6.345 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para el 2020.

Tabla 5.5. Se muestran los parámetros fisicoquímicos y sus promedios para los años 1995, 2018 y 2020. Los datos de los puntos Fra-9 y Fra-15 fueron extraídos de Risacher *et al.* (1999). P1, P2, P3, MN-1 y MN-2 corresponden a mediciones realizadas en este trabajo.

Laguna salobre	N	E	Altura	Hora	Fecha	C.E ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	O disuelto (mg/L)	pH
Fra-9	6.960.117	476.798	4.110	10:15	13-05-1995	13.000	0,00	6,60	8,95
Fra-15	6.960.655	480.783	4.110	15:40	13-05-1995	6.500	3,70	6,50	8,60
Media						9.750	1,85	6,55	8,78
P1	6.960.454	479.565	4.134	14:35	13-12-2018	1.910	15,50	7,70	8,97
P2	6.959.481	477.316	4.133	16:27	13-12-2018	3.260	13,50	7,80	8,57
P3	6.960.483	476.286	4.133	17:00	13-12-2018	3.270	11,70	7,60	8,64
Media						2.813	13,57	7,70	8,73
MN-1	6.960.212	478.723	4.134	9:43	12-03-2020	2.550	8,90	5,70	9,70
MN-2	6.959.485	477.343	4.133	11:00	12-03-2020	10.140	10,80	5,30	7,73
Media						6.345	9,85	5,50	8,72

De acuerdo con el método de balance iónico es posible comprobar que los resultados para las muestras Fra-9 y Fra-15 se encuentran dentro de un margen de error aceptable de 1%. Fra-9 presenta una composición clorurada sódica, mientras que Fra-15 una composición intermedia de iones calcio, sodio, magnesio y, por otra parte, mayor presencia de sulfato (figura 5.28).

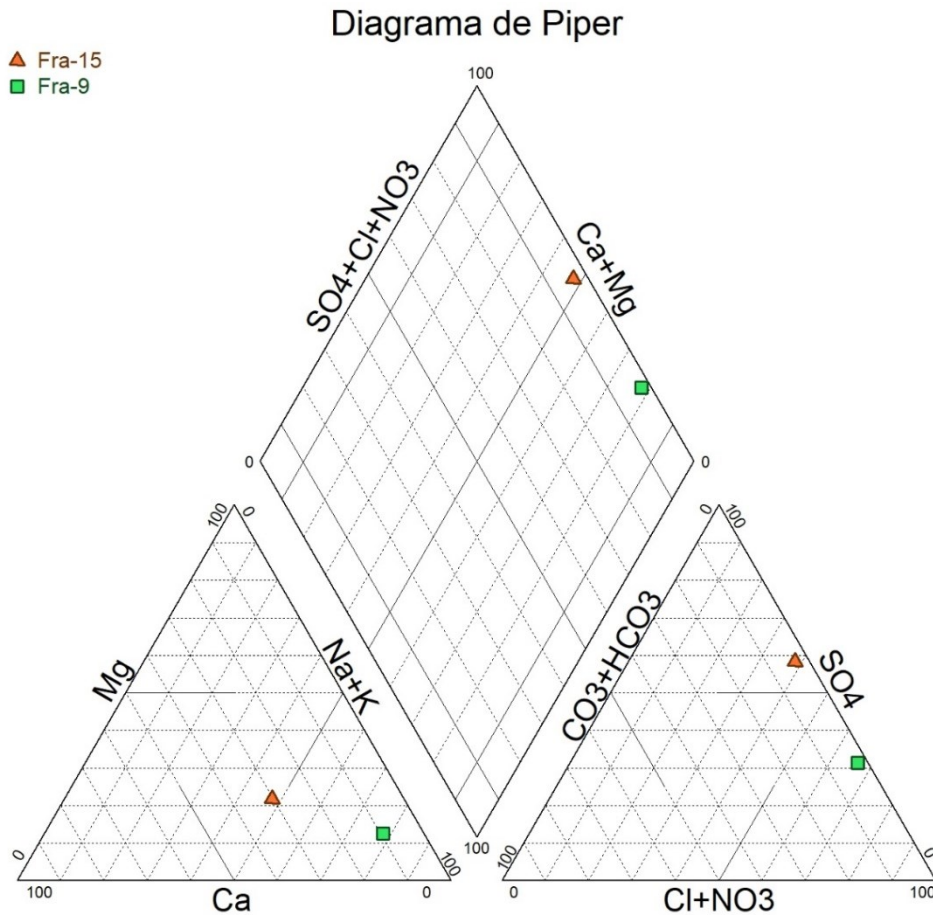


Figura 5.28. Diagrama de Piper para Fra-9 y Fra-15 (en % de meq/l). Las muestras se clasifican como cloruradas-sódicas a intermedias.

MN-1 y MN-2 fueron extraídas en zonas relativamente cercanas al muestreo de 1995. En este contexto, es posible comparar las variaciones temporales de las concentraciones (figura 5.29); Fra-15 en comparación con MN-1 se encuentra enriquecido en todos los iones analizados, excepto NO_3^- , que no fue detectado. Fra-9 en comparación con MN-2 se encuentra enriquecido en Cl^- y empobrecido en los demás iones. En tanto, el Na en Fra-9 y MN-2 se encuentran prácticamente con la misma concentración. En general las muestras Fra-15 y MN-1 muestran una menor salinidad en comparación con las muestras Fra-9 y MN-2, lo que podría indicar que la salinidad aumenta en cercanías de la laguna salada debido a la redisolución de esas salmueras.

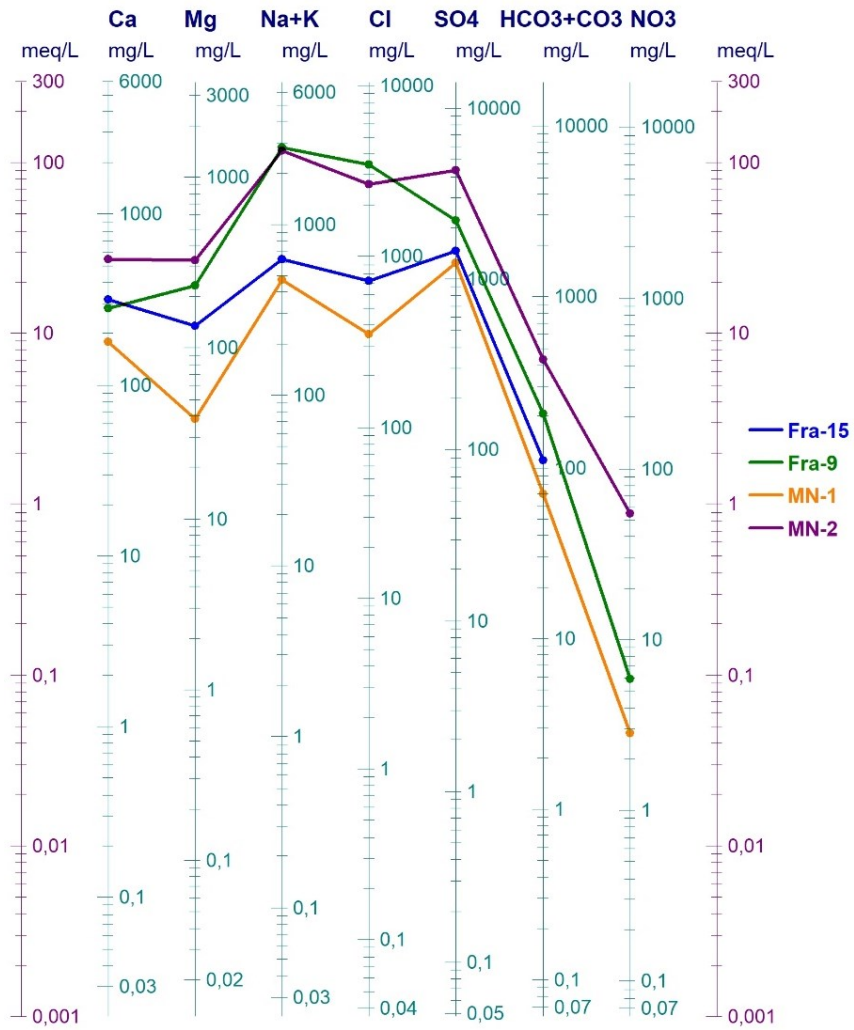


Figura 5.29. Diagrama de Schoeller-Berkaloff que muestra las concentraciones de 1995 (Fra-9, Fra-15) y 2020 (MN-1, MN-2).

CAPÍTULO 6: DISCUSIONES

6.1. Cambios en el paisaje

La hiperaridez que caracteriza al Desierto de Atacama (18° y 28° de latitud sur) ha permanecido estable desde el Neógeno tardío, siendo vinculada a factores geológicos, oceanográficos y atmosféricos (Rech *et al.*, 2006; Evenstar *et al.*, 2009). En la Laguna del Negro Francisco predomina un clima de desierto frío de montaña, donde se registran precipitaciones invernales debido a sistemas migratorios, o bien, por un núcleo frío en altura. Además, ocasionalmente en verano se generan precipitaciones causadas por altas presiones que viajan desde la zona amazónica, aportando calor y humedad (Alta de Bolivia). Es justamente cuando ocurren estos eventos meteorológicos que las lluvias, y especialmente, el derretimiento de la nieve aumenta los caudales del río Astaburuaga y otros cursos de agua como quebrada de la Sal, Sierra Azufre, quebrada Azufre, quebrada El Desagüe, río La Gallina y Sierra Monardes, los que desembocan en las lagunas, intensificándose la acción erosiva, deposicional y modelando formas de interés para los estudios geológicos.

La ventana temporal estudiada que comprende los años 1980, 1983, 1988, 1991, 1999, 2012, 2014 y 2020 contiene lapsos anteriores al otorgamiento de derechos de agua, y también, épocas anteriores y durante la mayor explotación minera del sector, hasta el 2020, donde la minería no estuvo activa. En 1988 se registró la mayor extensión de la Laguna del Negro Francisco con 21,77 km², siendo la de mayor superficie y sin registros de extracciones de agua, ya que la única mina en explotación era Marte, con derechos de agua en la cuenca del Salar de Maricunga. En tanto, la superficie mínima se registra para el 2020 con 18,51 km², donde tampoco hay evidencias de extracción de agua en la cuenca. De acuerdo con relatos y antecedentes históricos (Niemeyer, 1968; Segerstrom, 1968; Behncke, 1987; Risacher *et al* 1999) la Laguna del Negro Francisco presenta una notable oscilación en su nivel hídrico, donde se han documentado superficies que indican contracciones de las lagunas hasta 14 km² (año 1909), y valores que demuestran una extensa superficie de incluso 31 km² (año 1968). Con base en los antecedentes descritos,

se estima que las fluctuaciones tendrían relación con causas naturales, como la cantidad de precipitaciones, y no antrópicas asociadas a la minería. Sin embargo, *Kinross Gold*, la industria de mayor envergadura en el área de estudio, estuvo operativa desde 1996, suspendiendo sus actividades en el 2016 por daños ambientales en el Corredor Biológico Pantanillo – Ciénaga Redonda, donde disminuyó el nivel freático de las cuencas de Maricunga y Negro Francisco (SNIFA, 2018). Si bien la extracción de agua asociada a la industria minera no es la principal causa de las oscilaciones, lo anterior nos sugiere que correspondería a una causa secundaria que debe ser tomada en consideración, teniendo en cuenta la fragilidad de los ecosistemas altoandinos en el desierto más seco del mundo.

Las antiguas áreas inundadas correspondientes a los tres grupos de paleocostas descritos en este trabajo evidencian la variabilidad en el volumen de las lagunas en el Pleistoceno-Holoceno. Con base en los resultados geomorfológicos y sedimentológicos, los depósitos asociados al funcionamiento de abanicos aluviales que rodean la cuenca podrían estar cubriendo líneas de paleocostas. Además, fue posible reconocer varios niveles de paleocostas del Pleistoceno – Holoceno gracias a la fluctuación más reciente que presenta el nivel de las lagunas. De este modo, el modelado lacustre actual ha permitido dejar al descubierto algunas paleocostas a través del retrabajo de los abanicos aluviales preexistentes, quienes presentan un borde modificado.

En relación con la barrera que separa parcialmente a las lagunas, esta fue descrita inicialmente en el trabajo de Jenny y Kammer (1996) como una morrena terminal producto de la máxima glaciación en el Pleistoceno, mientras que Mpodozis *et al.* (2012) la describe como una barrera de material aluvial de edad miocena. De acuerdo con los resultados obtenidos y descritos en esta investigación, los depósitos de la barrera son aluviales, por lo que posiblemente sea un remanente de un antiguo abanico. Esta morfología tiene numerosas bahías y salientes, tipo lobuladas, que indicarían erosión asociada al oleaje de la laguna salobre. Por otro lado, gracias al DEM obtenido se determinó una zona con gran pendiente donde la cumbre alcanza 4.150 m s.n.m., unos 16 m por encima de la playa actual, lo que facilita la formación de dos lagunas con

características hidroquímicas y biológicas diferentes.

El sistema hídrico de la Laguna del Negro Francisco está directamente relacionado con el comportamiento del río Astaburuaga, su principal afluente. Los paleocanales, terrazas fluviales agradacionales y demás observaciones descritas en la sección anterior permiten inferir que se preservan las características de un sistema trenzado, con carga tractiva dominante de gravas, transporte por carga de fondo, y en las zonas próximas a la desembocadura, sedimentación de material fino en un ambiente de baja energía con influencia lacustre. Además, durante las crecidas, el río Astaburuaga abandona la cuenca de la Laguna del Negro Francisco para intervenir en la cuenca de Maricunga. Por otro lado, el valle fluvial Cuaternario labrado entre las cuencas del Salar de Maricunga y Laguna del Negro Francisco, y sus depósitos asociados, indicarían eventos de mayor escurrimiento superficial.

El drenaje exclusivamente interno de la cuenca, sumado a la evaporación potencial de 1000 mm/año (Risacher *et al.*, 1999, 2003), han gatillado un gradiente de salinidad importante en las lagunas, junto a la formación de depósitos evaporíticos de halita, yeso, y particularmente, pequeños nódulos blancos milimétricos a centimétricos de ulexita en los sedimentos clásticos de la barrera. En nuestro país la ulexita se encuentra en la zona norte del país, principalmente en cuencas evaporíticas andinas y preandinas. Su génesis está relacionada a procesos volcánicos (Chong *et al.*, 2000), en el caso de la Laguna del Negro Francisco, vinculada al volcanismo Mioceno de la Franja de Maricunga y al clima árido que habría favorecido los procesos de concentración. El estudio más concreto sobre la edad de los yacimientos de ulexita en Chile es de Tassara (1997), donde concluyó una edad Mioceno superior a Plioceno inferior para los depósitos encontrados en la cuenca del salar de Maricunga. Si bien no se reconocen estudios anteriores que reporten la presencia de ulexita en la Laguna del Negro Francisco, la presencia de este mineral en la cuenca limítrofe (salar de Maricunga) permitiría sugerir una edad y génesis similar, lo que exteriorizaría una disminución del escurrimiento superficial, por ende, menores precipitaciones e importantes tasas de evaporación desde el Mioceno superior a Plioceno

inferior. Igualmente, la barrera donde se registran los nódulos está asignada a la misma edad según Mpodozis *et al.* (2012).

Según Chong y colaboradores (2000) se habla de salar cuando la costra salina cubre una superficie superior al 50% de la cuenca evaporítica, mientras que la denominación de lago o laguna se otorga cuando es el agua la que supera este porcentaje. Si bien la cuenca de la Laguna del Negro Francisco ha desarrollado un porcentaje de costras salinas que cubren la superficie, la mayor cobertura la ocupan las lagunas, alcanzando una superficie conjunta de 18 km² y formando un complejo sistema hidrológico donde la laguna salobre actúa como un cuerpo de agua exorreico, que recibe principalmente, aportes del Astaburuaga, drenando sus aguas por un canal de 4 m de ancho hacia la laguna salada, cuerpo endorreico que recibe escasas recargas. En consecuencia, las lagunas evaporíticas del Negro Francisco podrían evidenciar los estadios iniciales de la formación de un salar, donde la laguna salada, con actuales características de salmuera y una extensión de 12 km², podría ser la primera en evaporarse.

6.2. Evolución hidroquímica

A simple vista es posible diferenciar la discrepancia de colores en las lagunas, atribuido a las concentraciones químicas, microorganismos y fondo de cada una de ellas, lo que entrega coloraciones pardo-amarillentas a la salada y tonalidades azuladas a la salobre. Efectivamente la laguna salada presenta una conductividad eléctrica de 156.600 µs/cm, mientras que la salobre no supera los 10.140 µs/cm, esta diferencia de salinidad explicaría que la mayor parte de aves altoandinas habite en este último cuerpo de agua.

Los aportes que reciben las lagunas son continuos, sólo interrumpidos parcialmente en temporada invernal debido al congelamiento, y también cursos de agua efímeros. Estos aportes son originados, principalmente, a partir del río Astaburuaga y La Gallina, que, en conjunto con la litología del área, influirían directamente en la variabilidad química de las lagunas en el tiempo.

Las concentraciones de calcio de la laguna salobre provendrían de los silicatos de las rocas ígneas de la cuenca y de carbonatos presentes en evaporitas, mientras que el magnesio, de minerales ferromagnésicos de rocas ígneas, y probablemente, también de la materia orgánica presente en el fondo de la laguna, lo que además explicaría la presencia minoritaria de nitrato debido a la oxidación bacteriana. En el caso de los carbonatos y bicarbonatos, estos posiblemente procedan de la zona edáfica (respiración de organismos y descomposición de la materia orgánica) y de rocas evaporíticas. Las rocas del área son fundamentalmente volcánicas y depósitos asociados a abanicos aluviales. Si bien estos presentan escasa proporción de cloruros, la alta solubilidad de estos permite que hayan pasado rápidamente a la fase acuosa, lo que justifica las altas concentraciones. Sin embargo, los cloruros en combinación con el elevado contenido de sodio indicarían una fuerte interacción con salmueras y/o evaporitas halíticas, siendo la explicación más apropiada para entender la alta concentración de cloruros. En tanto, la significativa concentración de sulfato puede explicarse por aportes de agua provenientes de fuentes subterráneas asociadas a complejos volcánicos y/o aportes de aguas provenientes de sectores con depósitos de azufre libre relacionado a estos mismos.

La laguna salobre ha enfrentado ligeras modificaciones en sus concentraciones iónicas desde el año 1995 (Risacher *et al.*, 1999). El punto de muestreo de la zona oriental (figura 6.1) indica un empobrecimiento en la concentración de todos los iones en el tiempo, excepto el nitrato que no fue detectado en 1995. En tanto, los muestreos occidentales reflejan un empobrecimiento sólo de cloruros (figura 6.2). Tanto la hidroquímica de 1995 como la del 2020 indica un enriquecimiento salino gradual hacia el oeste, en cercanías de la laguna salada. Es probable que esta evolución se explique por la redisolución de salmueras presentes en la laguna occidental. Por otro lado, los aportes del acuífero del Astaburuaga en la laguna salobre permiten recibir agua fresca durante gran parte del año, concentrándose menos sales en las cercanías de la desembocadura (sector este).

Los análisis paleoclimáticos realizados por Grosjean *et al.* (1997) evidencian eventos de estrés ambiental asociado a la aridez, condiciones que fueron interrumpidas por el transporte de mayor humedad a la Laguna del Negro Francisco durante el Holoceno tardío.

Estas variables afectaron en el pasado geológico a la laguna, quien fue sensible incluso con los cambios más pequeños en el entorno hidrológico (Grosjean *et al.*, 1997). Además, los estudios en cuencas precordilleranas y altoandinas del desierto de Atacama indican que se habrían formado extensos lagos, paleohumedales y vegas que concentraron importantes recursos, siendo incluso, potenciales áreas de ocupaciones humanas hace 12.700 a 9.700 años (Quade *et al.*, 2008; Latorre *et al.*, 2013). La hidroquímica depende principalmente de las aguas de aporte, por lo que el entorno hidrológico afectaría directamente. Posiblemente, durante el incremento de las precipitaciones asociadas al Pleistoceno-Holoceno, tanto la laguna salada como la salobre estuvieron conectadas, registrando una hidroquímica similar y permitiendo un gran ecosistema.

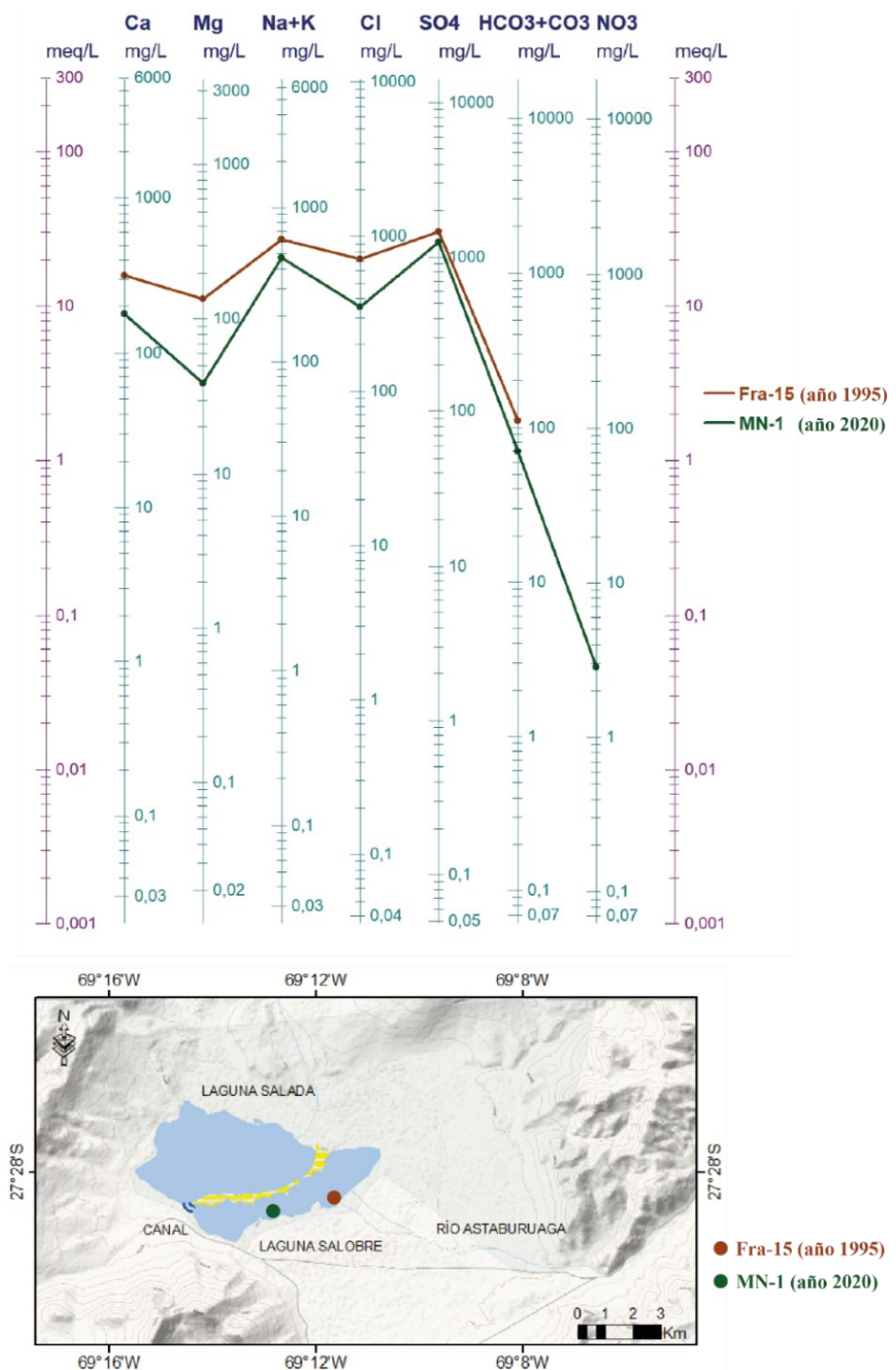


Figura 6.1. Diagrama de Schoeller-Berkaloff que muestra las concentraciones de iones y ubicación de Fra-15 y MN-1.

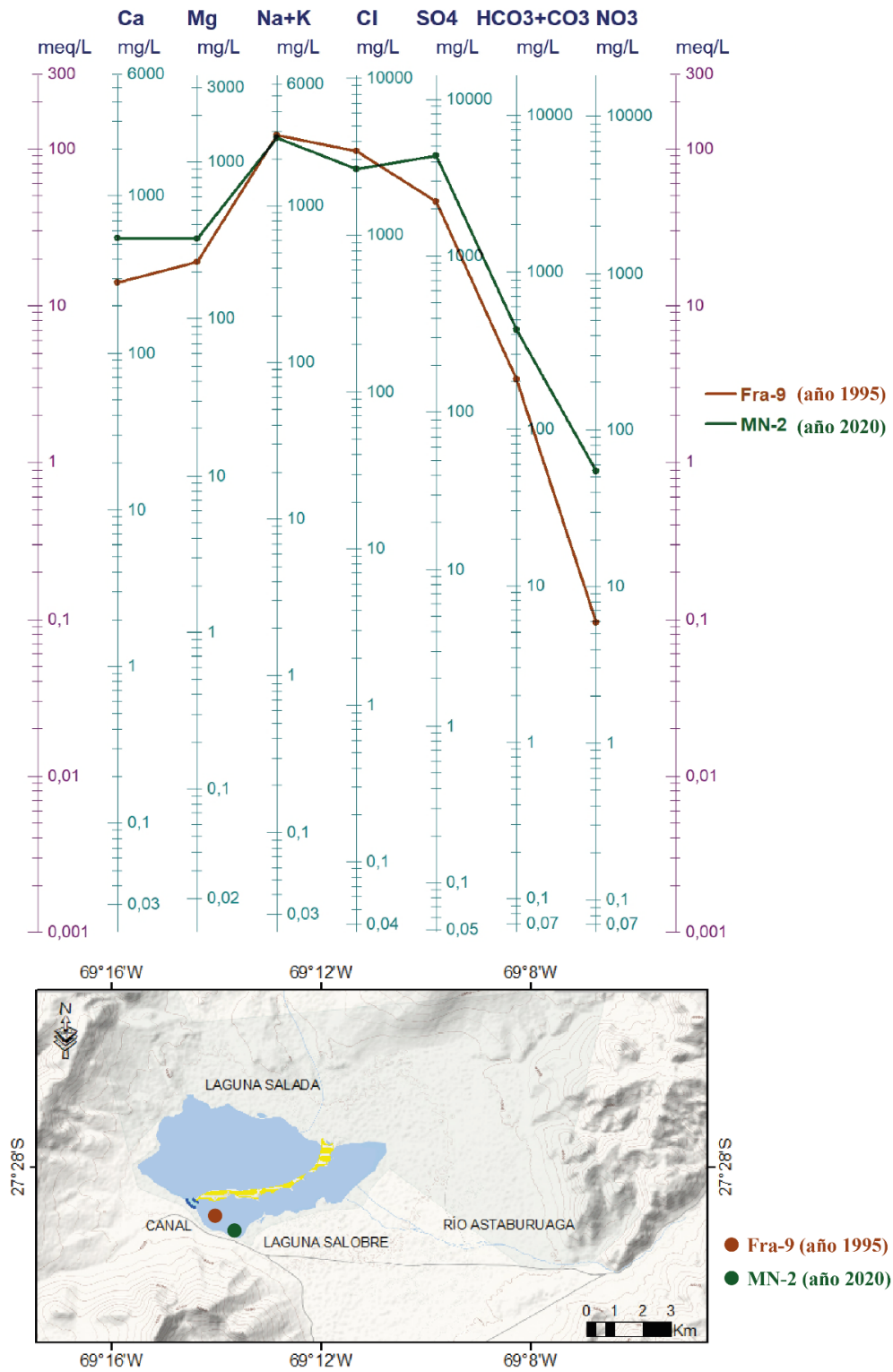


Figura 6.2. Diagrama de Schoeller-Berkaloff con las concentraciones y ubicación de Fra-9 y MN-2.

6.3. Implicancias ecológicas

La Laguna del Negro Francisco es habitada por numerosas aves altoandinas migratorias que llegan fundamentalmente en época estival, donde destacan las taguas y tres especies de “flamencos”: *Phoenicopterus chilensis*, *Phoenicoparrus andinus* y *Phoenicoparrus jamesi* (CONAF, 2013; Araneda y Amado, 2013). Las características fisiográficas y la productividad primaria son variables que determinan la presencia o ausencia y sus fluctuaciones de abundancia. Del mismo modo, las condiciones meteorológicas de cada año, sobre todo la presencia de la Alta de Bolivia, pueden perturbar el ambiente propicio para la llegada de estas aves (Obando, 1988). Laguna del Negro Francisco se encuentra en el extremo sur de la Depresión Preandina, donde usualmente la Alta de Bolivia no es tan intensa y recurrente como en el Altiplano del Norte Grande (Contreras *et al.*, 2014). Esta característica, podría influir directamente en la cantidad de aves altoandinas, donde la Laguna del Negro Francisco es quien concentra el mayor registro de la región de Atacama (Censo Estival de Aves Altoandinas, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2017, 2018 y 2019).

En la laguna salobre se concentra la totalidad de nidos, tanto de taguas como de “flamencos”, por el contrario, en la laguna salada sólo el *Phoenicoparrus jamesi* o “flamenco de James” ha intentado nidificar, pero sin éxito de reproducción (Eric Díaz, comunicación oral). Además, la *Fulica cornuta* (“tagua cornuda”), otra de las especies icónicas del sector, busca ambientes particulares para nidificar, como lagunas someras y de baja salinidad que permiten el desarrollo de vegetación subacuática en sus orillas, utilizándola para construir sus nidos (Araneda y Amado, 2013), lo que podría evidenciar que la laguna salobre es un ecosistema estratégico que provee un hábitat inmejorable.

A pesar de las condiciones propicias de la laguna salobre para el asentamiento y reproducción de aves altoandinas, la zona está en riesgo latente, ya que es aledaña a la Franja aurífera de Maricunga, lo que impulsa una gran cantidad de derechos de aguas otorgados y en solicitud para ser utilizados en el procesamiento de minerales y sus servicios anexos. Los yacimientos auríferos documentados que se encuentran en las

cercanías de Laguna del Negro Francisco son actualmente cinco: Lobo-Marte, La Pepa, El Volcán, Pantanillo y Refugio de mina Maricunga (actualmente clausurada), asimismo, en la laguna existen prospecciones para extraer litio.

De acuerdo con censos de CONAF, la población de tagua cornuda en el año 2011 era de 1.049 ejemplares, mientras que el 2019 sólo se censaron 606 (Censo Estival de Aves Altoandinas, 2011, 2019). Por otro lado, en los años 2012 y 2013 la cantidad de “flamencos” también disminuyó claramente en comparación con el año 2011 (1.140 y 2.443 ejemplares menos, respectivamente), coincidiendo estas fluctuaciones con la afectación al Corredor Biológico debido a la minería aurífera (Censo Estival de Aves Altoandinas, 2011,2012,2013).

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

El presente trabajo de titulación ha adoptado la aplicación de métodos geomorfológicos e hidroquímicos para el estudio del registro de la Laguna del Negro Francisco, además de incorporar antecedentes mineros e históricos del sector.

Los cambios geomorfológicos están controlados en gran parte por las lluvias, y especialmente, el derretimiento de la nieve, intensificándose la acción erosiva y deposicional. La Laguna del Negro Francisco presenta una notable oscilación en su nivel hídrico, expresado en relatos históricos y plasmado en superficie. La cartografía geomorfológica adjunta en este trabajo y obtenida a partir de MDE, imágenes satelitales y salidas a terreno, permitió identificar al menos tres grupos de paleocostas (PLC1, PLC2, PLC3) asociadas al Pleistoceno-Holoceno.

El remanente de un antiguo abanico aluvial que separa parcialmente a las lagunas ha provocado una diferenciación acentuada en la concentración iónica de cada una. Esta barrera tiene bahías y salientes de aspecto lobulado en el sector sureste, lo que indica una acción erosiva asociada al oleaje de la laguna salobre. Por otro lado, existen abanicos aluviales más recientes que cubren líneas de paleocostas, siendo posible reconocer varias de ellas gracias a la fluctuación que presenta el nivel de las lagunas. De este modo, el modelado lacustre ha dejado al descubierto paleocostas, generando, además, retrabajo de los abanicos aluviales preexistentes, quienes presentan un borde modificado.

La zona SE mantiene condiciones óptimas para el asentamiento de aves altoandinas, fundamentalmente gracias al continuo aporte del acuífero del río Astaburuaga, quien recibe mayor recarga en invierno, pero el río se congela. Cuando el caudal aumenta en épocas de mayor insolación, con él directamente lo hace la acción erosiva del río, y cuando el caudal disminuye se produce la agradación de sedimentos.

El nivel freático de la cuenca de la Laguna del Negro Francisco se ha visto afectado en el

pasado a causa de la extracción de agua con fines mineros, únicamente cuando estuvo operativa la industria entre los años 1996 y 2016. La oscilación en las ocurrencias de precipitaciones en el sector, sumado a la potencial y sostenida utilización de agua para la minería podría ocasionar un descenso del nivel de los acuíferos, influyendo directamente en la laguna salobre, quien aumentaría su salinidad, y por ende, afectaría su ecosistema.

Las aguas se originan a partir de una mezcla de flujos subterráneos y superficiales, los que contribuyen a formar un ecosistema perfecto para microorganismos, aves altoandinas e incluso mamíferos como vicuñas, guanacos y zorros. La Laguna del Negro Francisco presenta salmueras (zona occidental) y aguas salobres (zona oriental). Estas últimas son del tipo sulfatadas-sódicas, duras y de pH básico, marcado por un enriquecimiento salino hacia el oeste, tanto en 1995 como en 2020. Esta evolución se relaciona principalmente con la redisolución de salmueras de la laguna occidental.

La disminución de las precipitaciones, las características intrínsecas y la ubicación geográfica han gatillado un aumento de la evaporación en ambas lagunas, provocando un marcado gradiente de salinidad en sus aguas, donde se observa la precipitación de múltiples sales que evidencian los estadios iniciales de la formación de un salar, siendo la laguna salada la primera en evaporarse. Igualmente, la aridez habría favorecido la formación de nódulos de ulexita en la barrera de material aluvial, cuya génesis está relacionada a procesos volcánicos antiguos (Mioceno superior a Plioceno inferior).

REFERENCIAS

AGQ Chile S.A. (2015). Toma de muestras de agua, PE-5003, 6p.

Arriagada, C., Cobbold, P. y Roperch, P. (2006a). Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous, *Tectonics*, 25, TC1008.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C. y Fernández, R. (2006b). Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25–28°S), northern Chile. *Tectonics*, 25, TC4001.

Araneda y Amado (eds.). (2013). La tagua cornuda (*Fulica cornuta*). Un ave poco conocida que habita en las lagunas altiplánicas del norte de Chile. Corporación Nacional Forestal, CONAF, región de Antofagasta, 12p.

Amado, N., A, Choque. y A, Castro (eds.). (2008). Plan Nacional de Conservación de la Tagua cornuda *Fulica cornuta* Bonaparte, 1853 en Chile. Corporación Nacional Forestal, CONAF, 51p.

AMEC (2011). Estudio de Impacto Ambiental "Reinicio y Expansión Proyecto Lobo Marte". Minera Lobo Marte S.A. Línea Base. Elaborado para Kinross Gold Corporation, 149p.

Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J. y Darrozes, J. (2013). Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los Andes Semiáridos chilenos entre los 27-32°S. *Andean Geology*, 40(1), 70-101.

Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. y Isacks, B. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25, 139–174.

Barazangi, M y Isacks, B.L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), 686-692.

Bartram, J. y Ballance, R. (1996). *Water Quality Monitoring - A Practical Guide to the Design and Implementation of Fresh Water Quality Studies and Monitoring Programmes*. Editorial Taylor & Francis Ltd., 396p.

Bakker, M. y Lane, S.N. (2016). Archival photogrammetric analysis of river systems using SfM methods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 1274-1286.

Behncke, R. (1987). Informe preliminar sobre la factibilidad técnica ecológica de extraer aguas de la Laguna del Negro Francisco, III Región. Dirección General de Aguas, Departamento de Estudios, Publicación interna, 52p., Santiago, Chile.

Brüggen, J. (1950). *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar (Chile), 374 pp., Santiago.

Campana, C.M y Suárez, M. (1989). Vertebrate fossils and trace fossil in Upper Jurassic-Lower Cretaceous red beds in the Atacama region, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(4), 351-357.

Cervetto, M. (2012). Caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica de las cuencas: Salar de Aguas Calientes 2, Puntas Negras, Laguna Tuyajto, Pampa Colorada, Pampa Las Tecas y Salar El Laco, II región de Chile. Tesis para optar al título de geólogo, Universidad de Chile, Santiago, Chile, 219p.

Censo estival de Aves Altoandinas. (2011). Reporte Censo Aves Altoandinas, Corporación Nacional Forestal, CONAF Atacama, 2p.

Censo estival de Aves Altoandinas. (2012). Censo de flamencos altoandinos, SIGI - GASP N°4 2012, acciones planes nacionales de conservación. Editado por Grimberg, M y De la Riva, J. Departamento de áreas silvestres protegidas, CONAF Atacama, 19p.

Censo estival de Aves Altoandinas. (2013). Censo de flamencos altoandinos, indicador de desempeño CEI - GASP 4. Editado por De la Riva, J. Departamento de áreas silvestres protegidas, CONAF Atacama, 16p.

Censo estival de Aves Altoandinas. (2019). Informe monitoreo de aves altoandinas. En el marco del Censo Nacional de Flamencos Altoandinos 2019. Editado por Cerda, I y Torres, M. Corporación Nacional Forestal, Parque Nacional Nevado de Tres Cruces, región Atacama, 12p.

Charrier, R. (1993). Ciencias de la Tierra y recursos mineros y energéticos en el Altiplano chileno. Comunicación presentada en: II Simposio Internacional de Estudios Altiplánicos: El Altiplano, Ciencia y Conciencia en Los Andes, Arica, Chile, pp. 5-14.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: T. Moreno y W. Gibbons (Eds.). *The Geology of Chile* (pp. 21-114), Geological Society Special Publication, Londres.

Changchang Wu (2013). Towards Linear-time Incremental Structure From Motion. Comunicación presentada en: International Conference on 3D Vision, pp. 127-134.

Chong, G., Pueyo, J.J. y Demergasso, C. (2000). Los yacimientos de boratos de Chile. *Revista geológica de Chile*, 27(1), 99-119.

Cifuentes, C y Cantallopts, J. (2018). Inversión en la minería chilena - Cartera de proyectos 2018-2027. Comisión Chilena del Cobre, Dirección de Estudios y Políticas Públicas, 77p.

COCHILCO. (2017). A 30 años del Plan Aurífero Nacional, una revisión a la minería de oro en Chile. Ministerio de Minería, Gobierno de Chile. Registro Propiedad Intelectual N°277965.

Contreras, M., Meruane, C., Bustos, M. y Cerda, F. (2014). Ministerio del Medio Ambiente. Informe final. Formulación de un plan de monitoreo y seguimiento para el Parque Nacional Nevado de Tres Cruces y Sitio Ramsar como mecanismo de adaptación al cambio climático, a partir de un modelo conceptual integrado para las cuencas hidrográficas del salar de Maricunga y el Negro Francisco. Centro de ecología aplicada (CEA), versión 1, 236p.

Dirección General de Aguas (DGA). (2019). Derechos de aprovechamiento de aguas registrados en DGA, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile. Sistema electrónico de ingreso desde página web <http://www.dga.cl>. Visitada el 02 de diciembre del 2018 y 18 de agosto del 2019.

Dirección General de Aguas y Pontificia Universidad Católica de Chile (DGA-PUC). (2009). Acción de Apoyo DGA-PUC. Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, Regiones XV, I, II y III. Etapa 2, Informe Final Parte X, Sistema Piloto III Región, Salares de Maricunga y Pedernales. Santiago, Chile, 372p.

Donoso, F., Garay, V. y Cantallopets, J. (2017). Mercado Internacional del Litio y su potencial en Chile. Comisión Chilena del Cobre, Dirección de Estudios y Políticas Públicas, con colaboración del Comité de Minería No Metálica, 28p.

Evenstar, L.A., Hartley, A.J., Stuart, F.M., Mather, A.E., Rice, C.M. y Chong, G. (2009). Multiphase development of the Atacama Planation Surface recorded by cosmogenic He-3 exposure ages: Implications for uplift and Cenozoic climate change in western South America. *Geology*, 37, 27-30.

Errázuriz, A.M., Cereceda, P., González, J.I., González, M., Henríquez, M. y Rioseco, R. (1998). Manual de Geografía de Chile. Tercera edición, editorial Andrés Bello, avenida Ricardo Lyon 946, Santiago de Chile, 415p.

Fagundo, J.R., González, P. y Beato, O. (2002). Hidrogeoquímica e Hidrología Isotópica. Sexto Curso Internacional de Aguas Subterráneas y Medio Ambiente. Edición CIH – INRH, 95p.

Fonstad M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C. y Carbonneau, P.E. (2013). Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 (4), 421–430.

Furukawa, Y. y Ponce, J. (2010). Accurate, dense, and robust multiview stereopsis. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 32(8), 1362-1376.

Gajardo, A. (2014). Potencial de Litio en salares del norte de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Ministerio de Minería, Gobierno de Chile. [Diapositivas de PowerPoint]. Recuperado de https://www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2017/12/Potencial_de_Litio_en_Salares_de_ChileAnibalGajardo.pdf.

Gansser, A. (1973), Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129, 93–131.

Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J. (2008). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 3-4.

GHD (2012). Estudio de Impacto Ambiental Proyecto Minero Volcán. Elaborado para Andina Minerals Ltda.

Grosjean, M., Valero-Garcés, B. L., Geyh, M. A., Messerli, B., Schotterer, U., Schreier, H. y Kelts, K. (1997). Mid-and late-Holocene limnogeology of Laguna del Negro Francisco, northern Chile, and its palaeoclimatic implications. *The Holocene*, 7(2), pp.151-159.

Guardo, N., López, L., y Bilmes, A. (2021). Relevamiento topográfico de alta resolución: comparación de modelos del terreno mediante Estación Total y fotogrametría SfM-MVS. Aplicación en una cantera de suelos seleccionados, La Plata, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 78, 1-24.

Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E.R. (2000). Geodynamics of flat slab subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5), 814-833.

Hardie, L.A. y Eusgter, H.P. (1970). The evolution of closed-basin brines. Department of Earth and Planetary Sciences, The Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland, pp. 273-290.

Hoke, G., Isacks, B., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J. y Ramezani, J. (2007). Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30'- 22°S. *Tectonics*, 26, TC5021.

Hugenholtz, C.H., Whitehead, K., Brown, O.W., Barchyn, T.E., Moorman, B.J., LeClair, A., Riddell, K. y Hamilton, T. (2013). Geomorphological mapping with small unmanned aircraft system (sUAS): Feature detection and accuracy assessment of a photogrammetrically-derived digital terrain model. *Geomorphology*, 194, 16-24.

Isacks, B. (1988). The Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211-3231.

Iriarte, S. y Mpodozis, C. (1995). Mapa geológico de la Hoja Laguna del Negro Francisco. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documento de Trabajo N° 9. Santiago, Chile.

Iriarte, S., Ugalde, I. y Venegas, M. (1998). Hidrogeología de la cuenca Laguna del Negro Francisco, región de Atacama (Escala 1:100.000). Documentos de Trabajo, N° 10. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Iriarte, S y Venegas, M. (2000). Vulnerabilidad a la contaminación en los acuíferos de la cuenca de la Laguna del Negro Francisco, III Región, Chile: Aplicabilidad a la protección de un área silvestre. Comunicación presentada en: IX Congreso Geológico Chileno, 31 de Julio- 4 de agosto, 2000, Puerto Varas, Chile. Actas, Vol. 1, sesión temática N°1, pp. 71-75

Jenny, B. y Kammer, K. (1996). Jungquartare Vergletscherungen auf dem Chilenischen Altiplano. *Geographica Bernensia*, G46, 1-80.

James, M.R y Robson, S. (2012). Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117, 1-17.

Javernick, L., Brasington, J. y Caruso, B. (2014). Modeling the topography of shallow braided rivers using Structure-from-Motion photogrammetry. *Geomorphology*, 213, 166-182.

Johnson, K., Nissen, E., Saripalli, S., Arrowsmith, J.R., McGarey, P., Scharer, K., Williams, P. y Blisniuk, K. (2014). Rapid mapping of ultrafine fault zone topography with structure from motion. Geological Society of America, *Geosphere Journal*, 10, 969-986.

Jordá-Bordehore, L., Riquelme, A., Tomás, R. y Cano, M. (2016). Análisis estructural y geomecánico en zonas inaccesibles de cavernas naturales mediante técnicas fotogramétricas: aplicación a la entrada de la cueva de Artá (Mallorca). *El karst y el hombre: las cuevas como Patrimonio Mundial*. Nerja (Málaga). Asociación de Cuevas Turísticas Españolas, pp. 255-266.

Jordan, T.E., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, A., Ramos, V. y Ando, C. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Study of America Bulletin*, 94, 341–361.

Jordan, T.E., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P. y Gardeweg, M. (2007). Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 23, 122-146.

Juliá, C., Montecinos, S. y Maldonado, A. (2008). Características Climáticas de la Región de Atacama. En: Squeo, F., Arancio, G., Gutiérrez, J. (Eds.), *Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Atacama* (pp. 25- 42). Ediciones Universidad de La Serena, Chile.

Koepfen, W. (1948). *Climatología*. Fondo de Cultura Económica, México. Primera Ed. en español, 478 pp.

Llena, M., Vericat, D. y Martínez-Casasnovas, J.A. (2018). Aplicación de algoritmos Structure from Motion (SfM) para el análisis histórico de cambios en la geomorfología fluvial. *Revista Cuaternario y Geomorfología (CyG)*, 32, 53-73.

Lowe, D.G. (2004). Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International Journal of Computer Vision*, 60, 91-110.

Latorre, C., Betancourt, J.L., Rylander, K.A., Quade, J. y Matthei, O. (2003). A 13.5-kyr vegetation history from the arid prepuna of northern Chile (22– 23°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 223–246.

Latorre, C., Santoro, C., Ugalde, P., Gayó, E., Osorio, D., Salas-Egaña, C., De Pol-Holz, R., Joly, D. y Rech, J. (2013). Late Pleistocene human occupation of the hyperarid core in the Atacama Desert, northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 77, 19-30.

López Mendoza, P. G., Carrasco González, C., Loyola Muñoz, R., Flores-Aqueveque, V., Santana-Sagredo, F., Maldonado Castro, A. y Martínez Rivera, I. (2021). Develando Terra Incognita. Una búsqueda arqueológica de las primeras ocupaciones humanas en los salares de Infieles y Pedernales (3000-4100 msnm, 25°-26°S), Región de Atacama, Chile. *Intersecciones En Antropología*, 22(1), 11-24.

Morales, D. (2016). Técnicas de reconstrucción en tres dimensiones y realización de un programa informático para el trabajo con los modelos. Tesis para optar al título de Máster en Ingeniería de Telecomunicaciones, Dep. de Teoría de la Señal y Comunicaciones, Escuela Técnica Superior de Ingeniería, Universidad de Sevilla, 64p.

Macellari, C. E., Su, M. J. y Townsend, F. (1991). Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin (Northern Chile). Comunicación presentada en: VI Congreso Geológico Chileno, Viña del Mar, Chile.

Mercado, W.M. (1982). Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Santiago de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 56, p.73. Santiago.

Mertes, J.R., Gulley, J.D., Benn, D.I., Thompson, S.S. y Nicholson, L.I. (2017). Using structure-from-motion to create glacier DEMs and orthoimagery from historical terrestrial and oblique aerial imagery. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15p.

Micheletti, N., Chandler, J.H. y Lane S.N. (2015). Structure from motion (SFM) photogrammetry. En: Clarke, L.E. y Nield, J.M. (Eds.). *Geomorphological Techniques (Online Edition)*. British Society for Geomorphology, Londres.

Minera Salar Blanco S.A. (2018). Proyecto “Blanco”, Estudio de Impacto Ambiental, Servicio de Evaluación Ambiental (SEA). Descarga de archivos desde página web <http://www.sea.gob.cl>. Visitada el 21 de marzo, 2020.

Mortimer, C. (1973). The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 129, 505-526.

Mpodozis, C. y Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina en Ericksen G.E., Cañas Pinochet, M.T., y Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Minerals Resources* (volume 11, pp. 59-90). Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series.

Mpodozis, C., Allmendinger, R. y Jordan, T. (1991). La zona del Nevado de Jotabeche y la Laguna del Negro Francisco: Evolución tectónica y volcánica de la extremidad meridional del Altiplano chileno. Comunicación presentada en: Congreso Geológico Chileno N° 6, Viña del Mar, Chile, pp. 91-95.

Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S. y Tittler, A. (1995). La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno – Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista geológica de Chile*, 21, 273-313.

Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P. y Reich, M. (2005). Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama basin, Antofagasta, northern Chile: implications for the tectonic evolution of the central Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4), 125–154.

Mpodozis, C. y Ramos, V. A. (2008). Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 479-495.

Mpodozis, C., Iriarte, S., Gardeweg, M. y Valenzuela, M. (2012). Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 145, escala 1:100.000.

Muzzio, G. (1978). Sedimentitas rojas Jurásicas de Quebrada Monardes, cordillera de Copiapó. Consideraciones paleogeográficas. Taller de Título II, Depto. Geología Universidad de Chile (Inédito), 44 p.

Muñoz-Narciso, E., Horacio, J., Sierra-Pernas, J.M. y Pérez-Alberti, A. (2016). Estudio de la dinámica geomorfológica mediante la obtención de modelos topográficos históricos y actuales a partir de fotogrametría digital automatizada: acantilados de A Capelada (A Coruña, Galicia). Comunicación presentada en: XIV Reunión Nacional de Geomorfología, Málaga, España, 6p.

Muñoz-Narciso, E., Horacio, J., Sierra-Pernas, J.M. y Pérez-Alberti, A. (2018). Estudio de los cambios geomorfológicos (2010-2016) mediante la comparación de MDTs de elevada resolución obtenidos por UAVS y técnicas SFM en los acantilados de A Capela (Galicia, España), pp. 177-180.

Niemeyer, H. (1968). Estudio de las cuencas cerradas de la Cordillera de Copiapó 1967-1968. Ministerio de Obras Públicas y Transportes, Dirección de Riego, 110p.

Observatorio de Conflictos Mineros de América Latina (OCMAL). (2019). Conflictos mineros en América Latina: extracción, saqueo y agresión, estado de situación en 2018. Edición 2019, 112p.

Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M.N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F. y Kasemann, S.A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research* 80, 202-227.

Opazo, J y Rubio, R. (1941). Estudios sobre el aprovechamiento de la Laguna del Negro Francisco en la agricultura de Copiapó, Chile. Ministerio de Agricultura.

Piper, A.M. (1953). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. USGS Ground Water Note, no.12, 63p.

Pardo, M., Comte, D. y Monfret, T. (2002). Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 11-22.

Quade, J., Rech, J., Betancourt, J., Latorre, C., Quade, B., Aasen Rylander, K. y Fisher, T. (2008). Paleowetlands and regional climate change in the central Atacama Desert, northern Chile. *Quaternary Research*, 69, 343-360.

Ramsar (1971). Convención relativa a los Humedales de Importancia Internacional especialmente como Hábitat de Aves Acuáticas. Modificada según el Protocolo de París, 3.12.1968 y las Enmiendas de Regina, 28.5.1987. UNESCO, 7p.

Ramos, V. (2007). Las provincias geológicas del noroeste argentino. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Comunicación presentada en: XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, pp. 42-56.

Reynerio, J. y González, P. (2005). Hidrogeoquímica. Centro Nacional de Medicina Natural y Tradicional (CENAMENT). Ministerio de Salud Pública La Habana, Cuba, 314p.

Rech, J., Quade, J. y Betancourt, J. (2002). Late Quaternary paleohydrology of the central Atacama Desert (22–24°S), Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 114(3), 349–366.

Rech, J., Currie, B., Michalski, G. y Cowan, A. (2006). Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology*, 34, 761-764

Risacher, F., Alonso, H. y Salazar, C. (1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II, III Regiones - Chile. Volumen IV. Estudio de cuencas de la III Región. Convenio de cooperación DGA, UCN, IRD, 248p., Santiago, Chile.

Risacher, F., Hugo, A. y C, Salazar. (2003). The Origin Of Brines And Salts In Chilean Salars: A Hydrochemical Review. *Earth-Science Reviews*, 63 (3-4), 249-293.

Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R. y Darrozes, J. (2007). Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). *Geomorphology*, 86, 283–306.

Ryan J.C., Hubbard, A.L., Box J.E., Todd, J., Christoffersen, P., Carr, J.R., Holt T.O. y Snooke, N. (2015). UAV photogrammetry and structure from motion to assess calving dynamics at Store Glacier, a large outlet draining the Greenland ice sheet. *The Cryosphere*, 9, 1-11.

Romero, H., Méndez, M., Smith, P. y Mendonça, M. (2012) Enfoque ecológico-social de la variabilidad climática, extracciones de agua y demandas territoriales en las cuencas del desierto de Atacama. *Revista GeoNorte*, 4, 252-278.

Romero, H., Méndez, M. y Smith, P. (2013). Macro y mesoclimas del altiplano andino y desierto de Atacama: desafíos y estrategias de adaptación social ante su variabilidad. *Revista de Geografía Norte Grande*, 55, 19-41.

Rodríguez, E. (2005). Flamencos altoandinos *Phoenicopterus andinus* (Philippi, 1854), *Phoenicopterus jamesi* (Sclater, 1886) y *Phoenicopterus chilensis* (Molina, 1782), en el Norte de Chile: Estado actual y plan de conservación. Corporación Nacional Forestal, CONAF. Antofagasta, Chile, 91p.

Saade, M. (2013). Desarrollo minero y conflictos socioambientales. Los casos de Colombia, México y el Perú. Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL), Serie Macroeconomía del Desarrollo N° 137, 57p.

Segerstrom, K. (1959). Cuadrángulo Los Loros, provincia de Atacama. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile N°1, 32p.

Segerstrom, K. (1968). Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas Chile, Boletín 24, 58p.

Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). (2019). Anuario de la Minería de Chile 2018. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 269 p.

Seitz, S., Curless, B., Diebel, J., Scharstein, D. y Szeliski, R. (2006). A comparison and evaluation of multi-view stereo reconstruction algorithms. Comunicación presentada en: actas de la conferencia IEEE on computer vision and pattern recognition, pp. 519–526.

Shervais, K. (2015). Structure from Motion Introductory Guide, UNAVCO. Version Oct 22, 2015, 18p.

Silfverlin, H. (2016). Suecia: en la vanguardia de la minería sostenible de alta productividad. Presentación de la minería sueca. [Diapositivas de PowerPoint]. Recuperado de <https://iimp.org.pe/pptjm/jm03032016-Suecia-a-la-vanguardia-de-la-Mineria-Sostenible-de-alta-Productividad.pdf>.

Sillitoe, R.H., McKee, E.H. y Vila, T. (1991). Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, northern Chile. *Economic Geology*, 86,1261-1270.

SIMCO SpA. (2018). Proyecto “Producción de Sales Maricunga”, Estudio de Impacto Ambiental, Servicio de Evaluación Ambiental (SEA). Descarga de archivos desde página web <http://www.sea.gob.cl>. Visitada el 18 de agosto, 2019.

Simler, R. (2009). Diagrammes Software: Logiciel d'hydrochimie multilangage en distribution libre. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon. Versión 6.61.

Superintendencia del Medio Ambiente. (2016). Procedimiento sancionatorio, Expediente D-014-2015, Unidad fiscalizable: Kinross - Refugio. Sistema electrónico de ingreso desde Sistema Nacional de Información de Fiscalización Ambiental (SNIFA), página web <http://snifa.sma.gob.cl/v2/UnidadFiscalizable/Ficha/2603>. Visitada el 20 de enero del 2019.

Superintendencia del Medio Ambiente. (2018a). Sentencia Corte Suprema, causa rol 42004-2017, Unidad fiscalizable: Kinross - Refugio. Sistema electrónico de ingreso desde Sistema Nacional de Información de Fiscalización Ambiental (SNIFA), página web <http://snifa.sma.gob.cl/v2/Sancionatorio/Ficha/1215>. Visitada el 19 de septiembre del 2019.

Superintendencia del Medio Ambiente. (2018b). Procedimiento sancionatorio, Expediente MP-003-2018, Unidad fiscalizable: Barrick - Pascua Lama. Sistema electrónico de ingreso desde Sistema Nacional de Información de Fiscalización Ambiental (SNIFA), página web <http://snifa.sma.gob.cl/v2/MedidaProvisional/Ficha/101>. Visitada el 21 de septiembre del 2019.

Tassara, A. y Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15- 47°S). *Revista geológica de Chile*, 30(2), 159- 186.

Tomás, R., Riquelme, A., Cano, M., Abellán, A. y Jordá, L. (2016). Structure from Motion (SfM): una técnica fotogramétrica de bajo coste para la caracterización y monitoreo de macizos rocosos. Comunicación presentada en: 10° Simposio Nacional de Ingeniería Geotécnica: reconocimiento, tratamiento y mejora del terreno. La Coruña, España, pp 209-215.

Ullman, S. (1979). The interpretation of structure from motion. *Actas de la Royal Society*, Londres, 203, 405-426.

Ulloa, C., García, A., Amigo, G. y Milana, J.P. (2015). Línea base de la Criósfera para la cuenca del Río Copiapó. Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile - CONICET e InGeo/UNSJ, San Juan, Argentina.

Uribe, V. y Romel, J. (2019). Caracterización estructural de afloramientos mediante el método Structure From Motion (SfM) usando softwares libres: carretera Huaraz-Casma. Instituto de ingenieros de minas del Perú, Pro Explo 2019, Lima, Perú.

Vila, T. y Sillitoe, R. (1991). Gold-Rich Porphyry Systems in the Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology*, 86, 1238-1260.

Vuille, M. y Ammann, C. (1997) Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Climatic Change*, 36, 413-423.

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. y Reynolds, J.M. (2012). “Structure-from-Motion” photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314.

Woodget, A.S., Carbonneau, P.E., Visser, F. y Maddock, I.P. (2015). Quantifying fluvial substrate size using hyperspatial resolution uas imagery and SfM-photogrammetry. Comunicación presentada en: 11th International Symposium on Ecohydraulics, At Melbourne, Australia.

Yáñez, G., Ranero, C., von Huene, R. y Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°-33.5°S): the role of the Juan Fernández ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6325-6345.

Yáñez, N. y Molina, R. (2008). La gran minería y los derechos indígenas en el norte de Chile. Editorial LOM, Santiago de Chile, 266p.

Zuñiga, J. (2016). Generación de modelos tridimensionales a partir de fotogrametría y su aplicación en geología estructural. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile, Santiago, Chile, 109p.

ANEXO

Anexo 1. Registro fotográfico.

10 al 14 de diciembre, 2018. Laguna Santa Rosa, Corredor Biológico Pantanillo - Ciénaga Redonda y lagunas del Negro Francisco.



Figura 1. Laguna Santa Rosa, cuenca de Maricunga. Sector norte del P.N. Nevado Tres Cruces. De fondo Complejo Volcánico Nevado Tres Cruces.

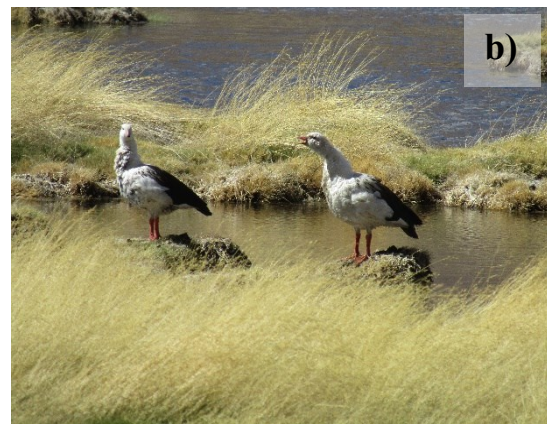


Figura 2. Fauna Corredor Biológico Pantanillo-Ciénaga Redonda; a) Vicuña; b) Piuquenes.



Figura 3. Depósitos fluviales del Corredor Biológico Pantanillo – Ciénaga Redonda, cuenca de Maricunga. Gravas en alternancia con arenas medias.



Figura 4. Estructuras sedimentarias en depósitos del Corredor Biológico Pantanillo – Ciénaga Redonda, cuenca de Maricunga. Nótese paleocanal y laminación paralela.



Figura 5. Sector sur P.N. Nevado Tres Cruces. “Flamencos” en laguna salobre del Negro Francisco.



Figura 6. Laguna salada carente de avifauna, cuenca Laguna del Negro Francisco.



Figura 7. Refugio Conaf Laguna del Negro Francisco.



Figura 8. Maquinaria de MGX. Prospección de litio a orillas de laguna salobre del Negro Francisco.



Figura 9. a) y b) Depósitos aluviales de la barrera que separa parcialmente a las lagunas del Negro Francisco. Se observan nódulos de boratos y paleosuelo hacia techo.



Figura 10. “Flamencos” Laguna del Negro Francisco (sector salobre).



Figura 11. Se observa morfología meandriforme del río Astaburuaga, próximo a su desembocadura en Laguna del Negro Francisco (L.N.F.). Hacia el norte se ubica Valle Ancho (V.A.), donde el Astaburuaga aporta caudal en sus avenidas.



Figura 12. Depósitos del río Astaburuaga, cercano a su desembocadura.

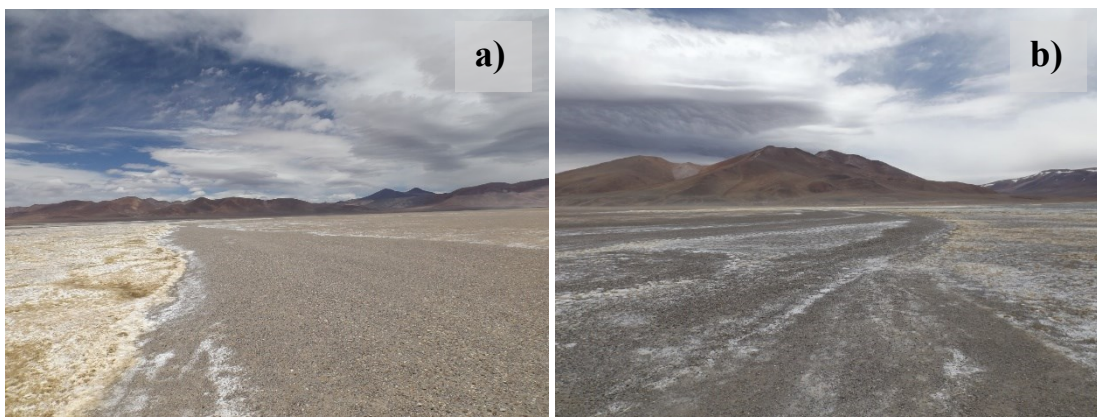


Figura 13. a) y b) Paleocostas lacustres del grupo PLC3. Sector SE.

11 y 12 de marzo, 2020. Laguna del Negro Francisco



Figura 14. Vuelo de dron DJI Mavic 2 Zoom. Zona del punto de control 1 (PC1).



Figura 15. Muestreo hidroquímico.



Figura 16. Panorámica de las lagunas del Negro Francisco. Complejo Volcánico Copiapó de fondo. Nótese bahías lobuladas de la barrera aluvial. Fotografía del dron Mavic 2 Zoom, vuelo de Geoturismo Lickanantay.

Anexo 2. Protocolo de muestreo.

Se expone el procedimiento implementado en la recolección de muestras de agua superficial durante la campaña de terreno del 12 de marzo del 2020. Laguna salobre del Negro Francisco, región de Atacama.

Operaciones previas:

Planificación puntos de muestreos: se seleccionaron dos puntos de muestreo en la laguna salobre (figura 1).

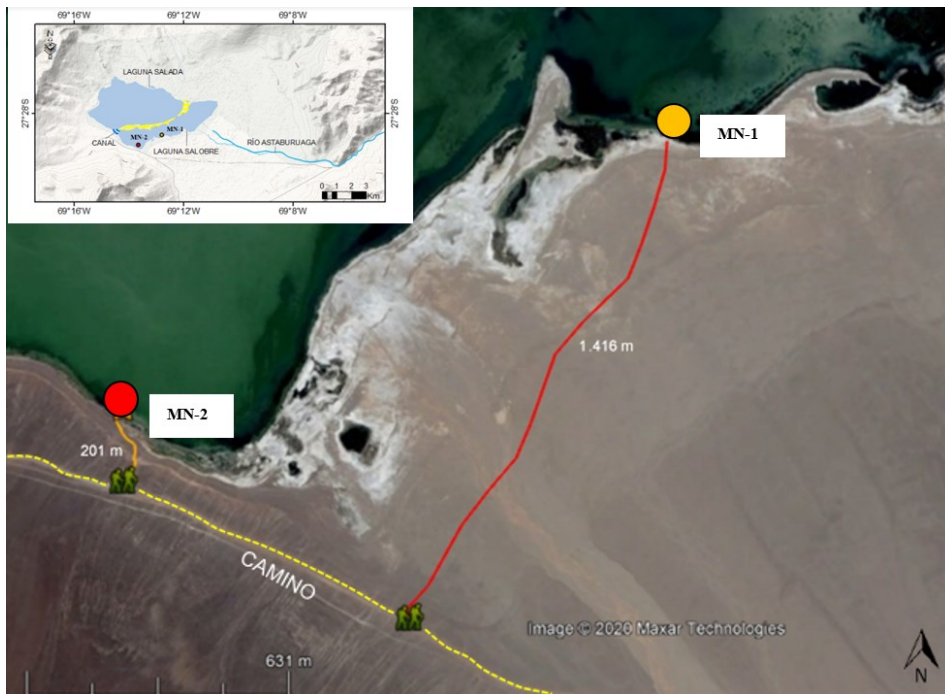


Figura 1. Se señala distancia entre el camino principal y los puntos de muestreos (MN-1, MN-2).

Calibración del medidor de campo: se efectuó la calibración de las sondas de pH, oxígeno disuelto y conductividad para el equipo PCE - PHD1 (figura 2).



Figura 2. Multiparámetro portátil PCE - PHD1.

Rotulado de las muestras: los envases fueron acondicionados según los parámetros a determinar previamente por AGQ Chile. Antes de iniciar el llenado de los envases, se completaron los datos requeridos en la etiqueta adherida a cada uno de éstos; una vez completada la etiqueta, fue cubierta con cinta transparente para evitar su deterioro con el agua (figura 3 a y b).

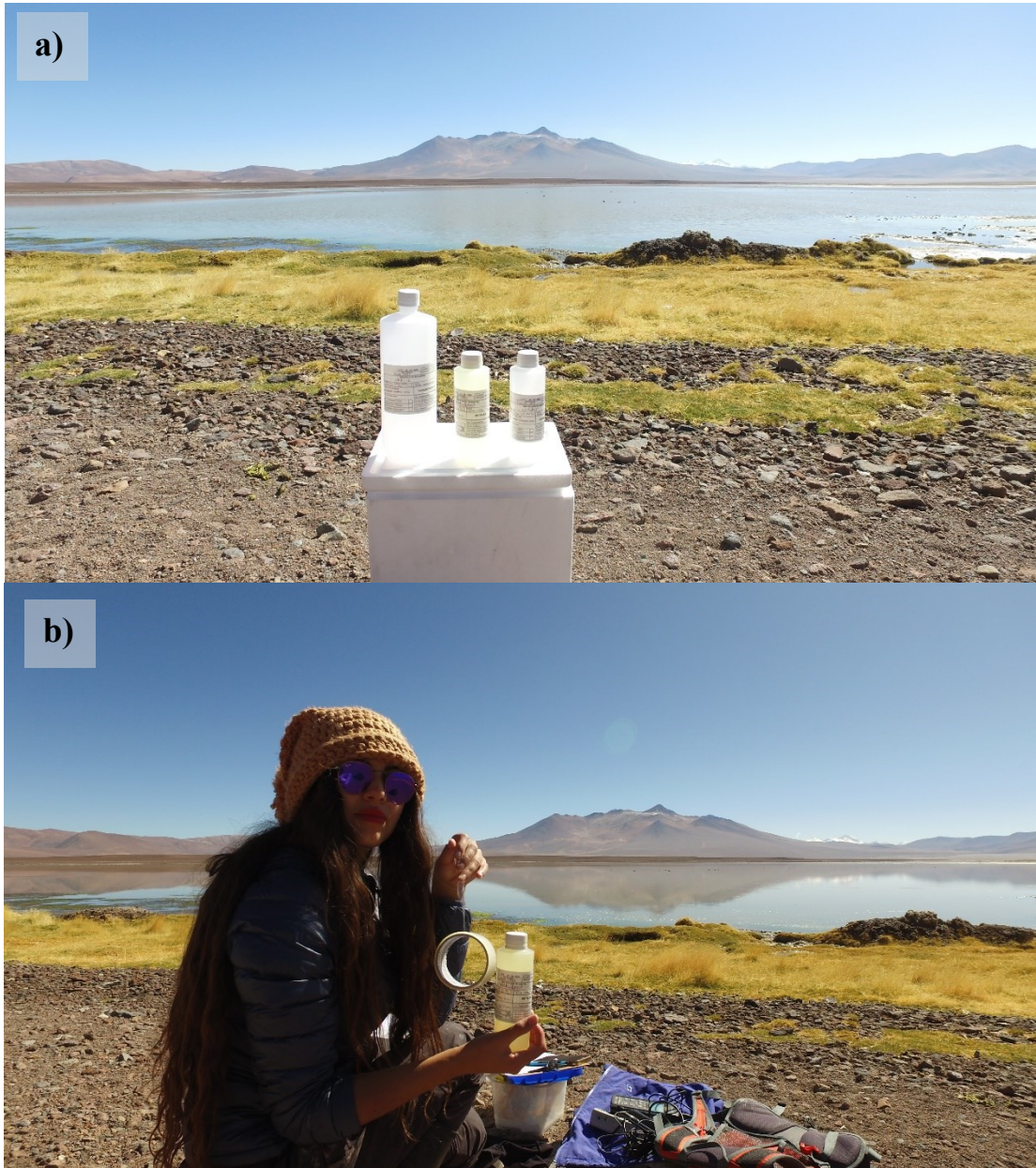


Figura 3. a) viales de polietileno acondicionados. b) viales con etiqueta y datos requeridos.

Materiales

Almacenamiento de muestras

- 6 envases de polietileno de alta densidad (3 viales para cada punto de muestreo) acondicionados con:

- HNO₃ (pH<2) para sodio, potasio, calcio y magnesio.
- HSO₃ (pH<2) para nitratos.
- Sin preservantes para sulfatos, bicarbonatos y cloruros.

- 2 Cooler con ice pack en el interior.

Mediciones en terreno

- Medidor portátil multiparamétrico PCE - HD1, con sondas para medir temperatura, oxígeno disuelto, pH y conductividad eléctrica.

Otros elementos de muestreo

-Envases de polietileno de alta densidad (para llenar los viales acondicionados).

-Botas de agua.

-GPS Garmin eTrex 30x.

-Huincha aisladora.

-Cámara fotográfica.

-Cuaderno.

- Lápiz.

-Plumón permanente.

-Fichas de muestreo.

Toma de muestras

- Lavar tres veces con el agua a muestrear los envases que se utilizarán para llenar los viales previamente acondicionados por el laboratorio.

- El agua se recoge a una profundidad de entre 10 a 20 cm, evitando remover el fondo.
- Llenar los viales acondicionados por el laboratorio con el agua contenida en los envases previamente lavados (registrar hora de inicio del llenado). Los viales deben ser llenados completamente, sin burbujas, y tapados una vez culminado el proceso (registrar hora de finalización de cada muestreo).
- Medir parámetros fisicoquímicos.
- Registro de datos para fichas de muestreo.



Figura 4. Lavado de envases con el agua a muestrear para posterior llenado de viales acondicionados.

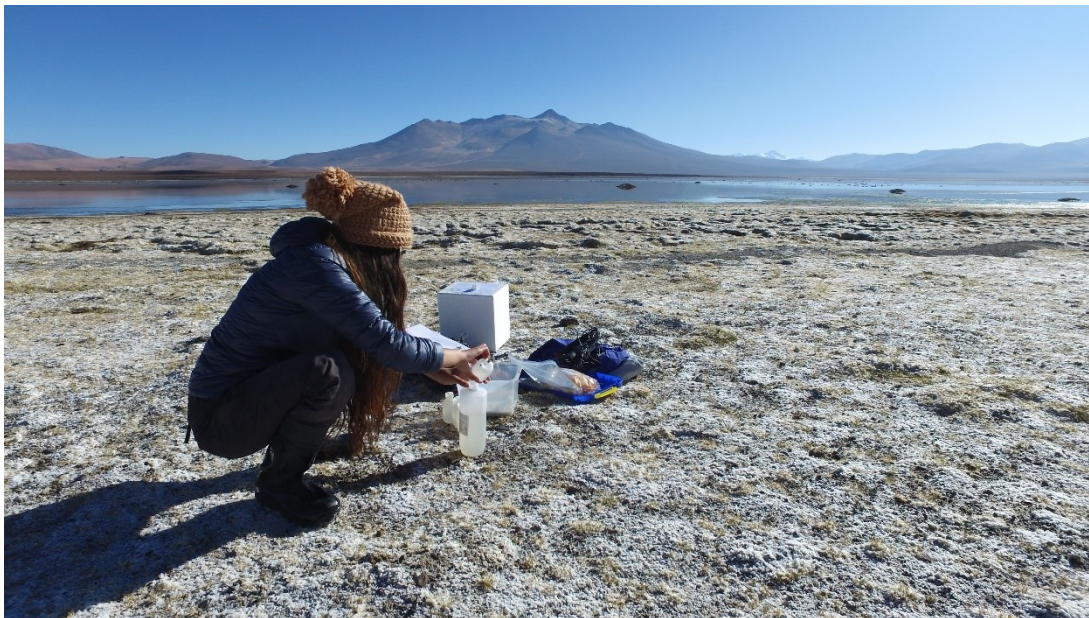


Figura 5. Inicio de llenado de viales acondicionados previamente por el laboratorio.



Figura 6. Llenado completo del vial, sin burbujas, para finalizar con almacenamiento en cooler.



Figura 7. Medición in situ de parámetros fisicoquímicos.



Figura 8. Registro de datos para fichas de muestreo.

Las muestras son enviadas a la brevedad al laboratorio, en este caso a AGQ Chile.

FICHA PUNTO DE MUESTREO 1 (MN-1)

- Hora inicio: 09:43am.
- Hora finalización: 09:57am.
- Código de muestras (envases):
 - **LNF-1:** sulfato, bicarbonatos, cloruros
 - **LNF-1NIT:** nitratos
 - **LNF-1MET:** calcio, magnesio, potasio, sodio
- Coordenadas UTM - altura: 6.960.212N, 478.723E, 4.134 m s.n.m.
- Localización del muestreo: Laguna del Negro Francisco
- Tipo de manifestación: agua superficial
- Tipo de análisis: cationes y aniones mayoritarios
- Tratamiento preliminar y/o agentes preservantes:
 - **LNF-1:** sin preservantes
 - **LNF-1NIT:** H₂SO₄ (pH<2)
 - **LNF-1MET:** HNO₃ (pH<2)
- Parámetros fisicoquímicos:

pH: 9,70

C.E.: 2,55 mS/cm

O.D.: 5,7 mg/L

T: 8,9°C

FICHA PUNTO DE MUESTREO 2 (MN-2)

- Hora inicio: 11:00am.
- Hora finalización: 11:09am.
- Código de muestras (envases):
 - **LNF-2:** sulfato, bicarbonatos, cloruros
 - **LNF-2NIT:** nitratos
 - **LNF-2MET:** calcio, magnesio, potasio, sodio
- Coordenadas UTM - altura: 6.959.485N, 477.343E, 4.133 m s.n.m.
- Localización del muestreo: Laguna del Negro Francisco
- Tipo de manifestación: agua superficial
- Tipo de análisis: cationes y aniones mayoritarios
- Tratamiento preliminar y/o agentes preservantes:
 - **LNF-2:** sin preservantes
 - **LNF-2NIT:** H₂SO₄ (pH<2)
 - **LNF-2MET:** HNO₃ (pH<2)
- Parámetros fisicoquímicos:

pH: 7,73

C.E.: 10,14 mS/cm

O.D.: 5,3 mg/L

T: 10,8°C