



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



PROGRAMA
Pueblos Indígenas | **fcfm**
UNIVERSIDAD DE CHILE

INFORME DE PRÁCTICA II:

CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DEL LAGO BUDI

Tamara Peñaloza Santis
María Victoria Quesille Palma

PROFESOR:
GABRIEL EASTON VARGAS

SANTIAGO DE CHILE
2021

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 MOTIVACIÓN Y FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2 OBJETIVOS.....	1
1.2.1 OBJETIVO GENERAL	1
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	1
2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	2
2.1 LAGUNA COSTERA.....	2
2.2 TERREMOTO Y TSUNAMI DE 1960	4
2.3 TERREMOTO Y TSUNAMI DE 2010	7
2.4 EVENTOS METEOROLÓGICOS EXTREMOS.....	9
3. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	12
3.1 ÁREA DE ESTUDIO Y DEMOGRAFÍA.....	12
3.2 CARACTERIZACIÓN FÍSICA	15
3.3 CLIMA	24
3.4 FLORA Y FAUNA	24
3.5 USO DE SUELO	27
3.6 GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA.....	28
3.7 HIDROLOGÍA	32
4. BIBLIOGRAFÍA	36

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 2-1: MODELO CONCEPTUAL DE LOS PROCESOS HIDRODINÁMICOS EN LAGUNA COSTERA	3
FIGURA 2-2: VISTA MAPA ESQUEMÁTICO DEL MEJOR MODELO DE FALLA DE USP (UNIFORM SLIP PLANAR). LA FALLA TIENE 850 KM DE LARGO, 130 KM DE ANCHO, MANTEOS DE 20° Y UN DESPLAZAMIENTO DE 17 M. LA MAYOR PARTE DEL DESLIZAMIENTO SE UBICA MAR ADENTRO HACIA LA FOSA. EXTRAÍDO DE BARRIENTOS Y WARD (1990).....	4
FIGURA 2-3: DESPLAZAMIENTO VERTICAL REPORTADO EN EL TERREMOTO DE 1960. EXTRAÍDO DE PLAFKER Y SAVAGE (1970)	5
FIGURA 2-4: ALTURA MÁXIMA DE LA OLA EN BASE A OBSERVACIÓN DE TESTIGOS DE LA OLA DEL TSUNAMI 1960, CHILE.....	6
FIGURA 2-5: DAÑOS EN PUERTO SAAVEDRA. EXTRAÍDO DE LAZO (2008)	6
FIGURA 2-6: ALTURA DE RUN UP EN BASE A MEDICIONES DEL LEVANTAMIENTO MÁXIMO DE LA OLA POSTERIOR AL TSUNAMI DE 2010.	8
FIGURA 2-7: UBICACIÓN DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS CERCANAS A LA CUENCA	10
FIGURA 2-8: REGISTRO DE PRECIPITACIONES ANUALES DE ESTACIONES CERCANAS A LA CUENCA DEL LAGO BUDI.	11
FIGURA 3-1: DELIMITACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO Y COMUNAS ALEDAÑAS.....	12
FIGURA 3-2: PORCENTAJE DE LA POBLACIÓN QUE SE CONSIDERA PERTENECIENTE A UN PUEBLO INDÍGENA U ORIGINARIO.	13
FIGURA 3-3: DISTRIBUCIÓN DE TRABAJADORES SEGÚN SECTORES ECONÓMICOS	13
FIGURA 3-4: COMUNIDADES INDÍGENAS Y ÁREA DE DESARROLLO INDÍGENA EN LA CUENCA DEL LAGO BUDI.....	14
FIGURA 3-5: TIPOS DE RELIEVE. EXTRAÍDO DE HUGGET (2007)	17
FIGURA 3-6: CURVA HIPSOMÉTRICA CUENCA DEL LAGO BUDI.....	17
FIGURA 3-7: MAPA DE ELEVACIONES CUENCA LAGO BUDI.	18
FIGURA 3-8: FRECUENCIA DE LOS DISTINTOS TIPOS DE RELIEVE DE LA CUENCA DEL LAGO BUDI	20
FIGURA 3-9: CLASIFICACIÓN DE RELIEVE SEGÚN LA PENDIENTE	20
FIGURA 3-10: GRILLA UTILIZADA PARA LA ELABORACIÓN DE LOS PERFILES DE ELEVACIÓN	21
FIGURA 3-11: PERFIL DE ELEVACIÓN AA'	21
FIGURA 3-12: PERFIL DE ELEVACIÓN BB'	22
FIGURA 3-13: PERFIL DE ELEVACIÓN CC'	22
FIGURA 3-14: PERFIL DE ELEVACIÓN DD'	22
FIGURA 3-15: PERFIL DE ELEVACIÓN EE'	23
FIGURA 3-16: PERFIL DE ELEVACIÓN FF'	23
FIGURA 3-17: PERFIL DE ELEVACIÓN GG'	23
FIGURA 3-26: USO DE LA VEGETACIÓN POR PARTE DE COMUNIDAD. FUENTE: LME, 2010.....	26
FIGURA 3-27: USO DE SUELO DE LA CUENCA DEL LAGO BUDI. EXTRAÍDO DE PEÑA-CORTÉS, 2006.....	27
FIGURA 3-20: MAPA DE LA COSTA DE LA REGIÓN DE LA BIOBÍO Y LA ARAUCANÍA CUENCA USANDO COMO BASE PEÑA-CORTÉS (2014) Y SERNAGEOMIN (2003).....	30
FIGURA 3-21: MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA USANDO COMO BASE PEÑA-CORTÉS (2014) Y SERNAGEOMIN (2003)	31

FIGURA 3-22: MAPA DE CUENCAS VECINAS A LA CUENCA DEL LAGO BUDI, CON SU RESPECTIVA RED HIDROGRÁFICA..... 32

FIGURA 3-23: SUBCUENCAS Y RED HIDROGRÁFICA DE LA CUENCA DEL LAGO BUDI. MODIFICADO DE SANDOVAL (2009). 33

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1-1: ELEVACIÓN MÍNIMA, MEDIA Y MÁXIMA DE LA CUENCA DEL LAGO BUDI. 18

TABLA 3-2: TIPOS DE RELIEVE SEGÚN EL PORCENTAJE DE PENDIENTE. EXTRAÍDO DE GASPARI ET AL. (2012)..... 19

1. Introducción

1.1 Motivación y formulación del problema

La cuenca del Lago Budi, se ubica en la comuna de Saavedra, Provincia de Cautín, IX Región de la Araucanía, Chile. Ubicada en el sector costero del sur de Chile, su contexto geodinámico corresponde al de un límite convergente asociada la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, encontrándose al oeste de la Cordillera de la Costa, la cuenca contiene un lago salino del mismo nombre, el cual conecta con el mar en su parte Norte.

La zona de estudio se caracteriza por ser un lugar rico en diversidad de aves, existiendo en la actualidad un proyecto para declararla sitio de RAMSAR. Por otro lado, en toda la zona habitan comunidades mapuche lafkenche, haciendo de la cuenca y principalmente del lago un lugar de importancia ancestral y espiritual.

A partir de lo anterior, y considerando que las comunidades locales han expresado su inquietud con respecto a las consecuencias que actividades tales como la agricultura están teniendo en la cuenca y en el fondo del lago, es que el problema a resolver guarda relación en una primera instancia, con la caracterización del área de estudio para así poder identificar de manera más específica los procesos predominantes en la cuenca y en el lago, así como también sus posibles gatillantes y/o consecuencias.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Caracterización de la cuenca del lago Budi mediante bibliografía.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Levantar información bibliográfica y datos referidos a la geomorfología, geología, hidrología, hidrogeología, episodios tectónicos y cambios geomorfológicos recientes, en general, de la cuenca hídrica del lago Budi.
2. Realizar un mapa geomorfológico en la cuenca hídrica del lago Budi, a partir de información bibliográfica, datos disponibles y el análisis de imágenes.

2. Revisión Bibliográfica

2.1 Laguna costera

Pritchard (1967) definió un estuario como un cuerpo de agua donde el agua salina del mar se mezcla con agua dulce que proviene del drenado de una cuenca, en donde la salinidad varía de 0,1‰ a 30-35‰. Fairbridge (1968) lo definió como un cuerpo de agua marino semi-cerrado en el cual la salinidad es diluida por descargas fluviales. Según Krone (1977) los estuarios son regiones de transición de desde los flujos unidireccionales de agua dulce de los ríos hasta el océano. Dalrymple *et al.* (1992) lo definió en base al transporte de sedimentos como el área inundada que recibe aporte sedimentario desde el río como del mar, es decir, la zona de interacción física entre el río y el océano.

Los procesos de transporte en los estuarios operan por la disipación de energía de las mareas, olas, viento, gradiente de densidad y afluencia de los ríos. Tales procesos, que incluyen advección, difusión, agregación, deposición y resuspensión, dan como resultado un cambio en la geometría del fondo o una transferencia de sedimento (Maynard, 1977). En ocasiones, el transporte de sedimentos desde el océano producto de las olas puede llevar a la formación de una barrera de sedimentos en la boca del estuario, cerrando permanente o intermitentemente su conexión con el océano (Roy *et al.*, 1980).

Una laguna costera es a lo que Dalrymple *et al.* (1992) denomina un estuario blindado, el cual posee un alto tiempo de retención de aguas, debido a su cierre estacional o permanente. Las variaciones entre las distintas lagunas costeras resultan de las diferencias en el suministro de sedimentos, el nivel del mar y el tamaño de la cuenca, tres factores clave que determinan el espacio de alojamiento estuarino (Antony *et al.*, 2002).

Las lagunas costeras y los estuarios son ecosistemas de gran importancia económica, ya que son áreas de pesca artesanal y medio de vida de miles de pescadores. Además, su función ecológica radica en su alta productividad primaria que permite a estos ecosistemas

ser un lugar de crianza, reproducción y resguardo de muchos organismos acuáticos de valor comercial (Lara *et al.*, 2011).

Con respecto a la hidrodinámica del sistema, el lago se comunica con el océano mediante el río Budi de manera intermitente pues existe una barra de arena que bloquea el intercambio de agua (Rodríguez, 2005). Sandoval (2009) y Rodríguez (2005) plantean que una vez abierta la barrera de sedimentos hay una estratificación del lago Budi causada por la intrusión salina que ingresa a través del mismo, la que se extiende por 12 [km]. de largo aproximadamente. Por otra parte, la formación de la barra genera un ambiente favorable para procesos de desnitrificación y condiciones anóxicas en los niveles profundos del lago, afectando directamente la calidad de las aguas de éste (LME, 2010).

En la Figura 2-1 se presenta el modelo conceptual con los principales procesos hidrodinámicos presente en una laguna costera.

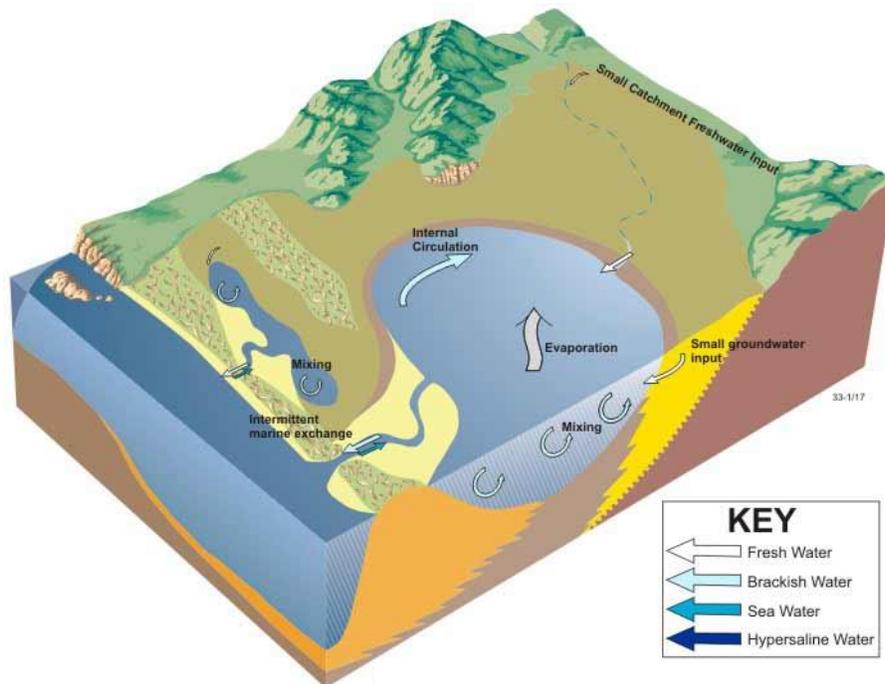


Figura 2-1: Modelo conceptual de los procesos hidrodinámicos en laguna costera

Fuente: *Australian Government, National land and water resources.*

2.2 Terremoto y Tsunami de 1960

El terremoto del 22 de mayo de 1960 tuvo una magnitud de onda (M_s) de 8,75 y una magnitud momento (M_w) de 9,5 (Watanabe y Karzulovic, 1960, Barrientos, 2005) lo que lo convierte en el sismo más grande registrado instrumentalmente en el mundo (Kanamori 1977), su epicentro se habría estado ubicado en las proximidades de Valdivia (Watanabe y Karzulovic, 1960). El terremoto, sus fuertes sismos precursoros y réplicas, además del posterior tsunami, afectaron a una gran región del Centro-Sur de Chile habitada por 2,5 millones de personas provocando la muerte de más de 2 mil personas y daños avaluados entre 500 y 700 millones de dólares (Plafker y Savage, 1970).

Dentro de los sismos precursoros, es relevante destacar el terremoto del 21 de mayo al cual se le atribuyen las variaciones en las elevaciones del terreno registradas entre las latitudes $37,40^\circ$ S y $38,74^\circ$ S, cuya ruptura se estima en 150 [km] de extensión (Plafker y Savage, 1970). El momento sísmico de este evento se estima en $2,0 \cdot 10^{21}$ [Nm]. y es comparable, en conjunto con su largo de ruptura, al terremoto de Chile Central de 1985 ($M_o = 1,0 \cdot 10^{21}$ [Nm]; largo de ruptura de 170 km) (Cifuentes, 1989).

Al igual que evento registrado el 21 de mayo, el terremoto del día siguiente también estuvo acompañado de alzamientos y subsidencias con respecto al nivel del mar (Cifuentes, 1989). Como se observa en la Figura 2-2 la zona de desplazamiento tuvo unos 130 [km] de ancho y 850 [km] de largo, a lo largo del margen continental entre los 37° y 45° S en el sur de Chile (Barrientos y Ward, 1990).

El mecanismo de falla inversa fue el responsable de generar ambos sismos (Plafker y Savage, 1970), en la zona de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Particularmente, la falla responsable del terremoto del 22 de mayo tuvo un ancho de 120

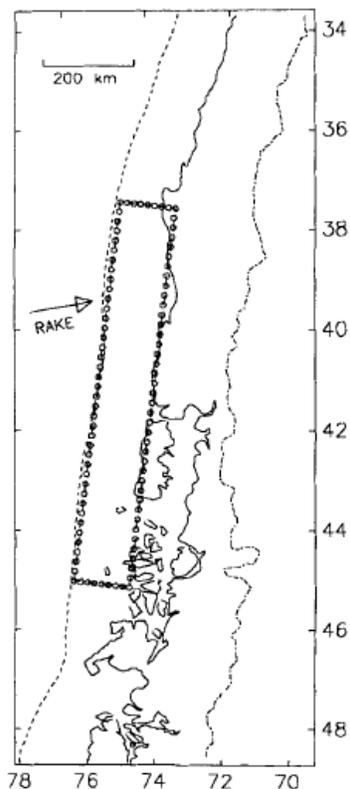


Figura 2-2: Vista mapa esquemático del mejor modelo de falla de USP (*Uniform slip planar*). La falla tiene 850 km de largo, 130 km de ancho, manteos de 20° y un desplazamiento de 17 m. La mayor parte del deslizamiento se ubica mar adentro hacia la fosa. Extraído de Barrientos y Ward (1990).

[km], 1000 [km] de largo, inclinación de 20° E y 20 [m] de desplazamiento (Kanamori y Cipar, 1974), como se observa en la Figura 2-2.

Los desplazamientos verticales afectaron al menos un área de 130 [km²] desde la Península de Arauco hasta la Península de Taitao, los cambios en los niveles de costa reportados por Plafker y Savage (1970) desde la Península de Arauco hasta la Península de Taitao se muestran en la Figura 2-3. Estas medidas llevadas a cabo en 1968 se basaron en las modificaciones de las marcas entre mareas indicadas por las algas marinas (pleamar y bajamar), evidencias de distintos crustáceos y árboles muertos, revelaron un levantamiento de aproximadamente 3,8 [m] en Isla Guafo y un hundimiento de 2,7 [m] en la ciudad de Valdivia.

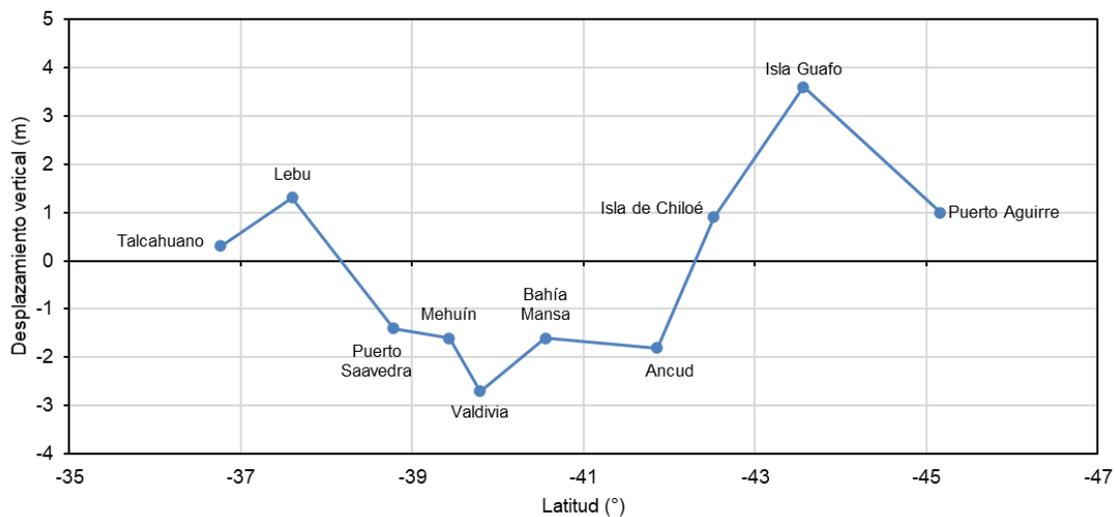


Figura 2-3: Desplazamiento vertical reportado en el terremoto de 1960. Extraído de Plafker y Savage (1970)

En base a la información entregada por NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) se muestra en la Figura 2-4 la altura máxima que alcanzó la ola del Tsunami en base a observaciones reportadas por testigos, en donde las alturas máximas se encuentran al norte del epicentro disminuyendo hacia el norte alcanzando alturas cercanas a los 3 [m] en Constitución, cerca de 10 [m] en Valdivia y aproximadamente 12 [m] en Puerto Saavedra.

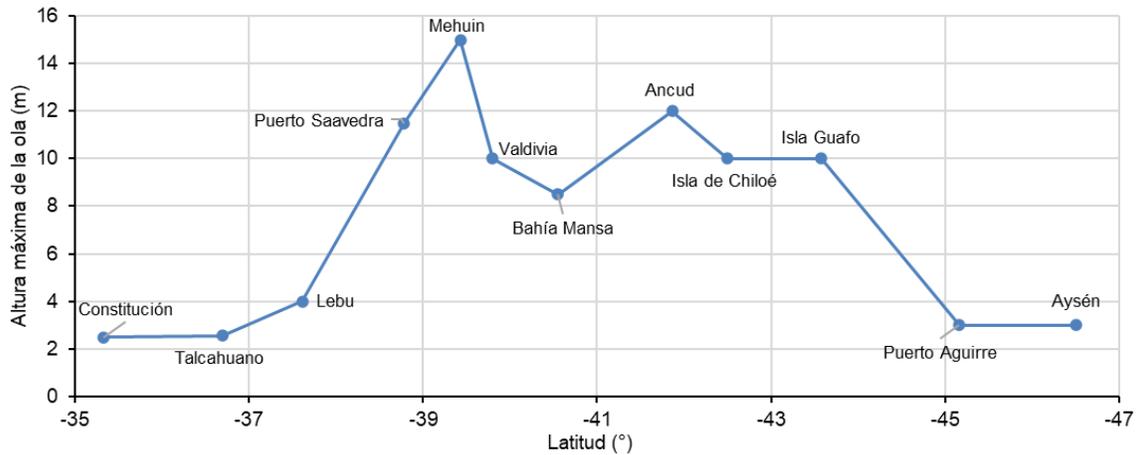


Figura 2-4: Altura máxima de la ola en base a observación de testigos de la ola del Tsunami 1960, Chile.

Fuente: *National Oceanic and Atmospheric Administration*

Con respecto a los daños reportados, en grandes extensiones se registraron procesos de licuación de suelos y deslizamiento de taludes, dentro de los que se incluye el deslizamiento responsable del bloqueo del lago Riñihue amenazando la ciudad de Valdivia (Astroza y Lazo, 2010). Con respecto a los daños reportados en la zona de interés, el tsunami arrasó por completo la comuna de Saavedra, los medios escritos de la época reportaron un desplazamiento de hasta 3 [km] en algunas viviendas y edificios, dentro de los cuales estaba incluido el hospital de la comuna. A pesar del alto grado de destrucción, la gran mayoría de la población se logró salvar pues evacuaron a tiempo a los cerros del sector (Lazo, 2008).



Figura 2-5: Daños en puerto Saavedra. Extraído de Lazo (2008)

Con respecto a la cuenca del lago Budi, al igual que la comuna de Saavedra, fue totalmente arrasada por las olas, donde no solo las viviendas fueron afectadas, sino que también se registró la pérdida del suelo utilizado como medio de subsistencia por las comunidades lafkenches (Inostroza-Matus, *et. al.* 2020). Se estima que aproximadamente 90 hectáreas de buenas condiciones para el desarrollo agrícola fueron inundadas, además se registraron subsidencias y nuevas zonas de anegamiento (Haunstein, *et. al.* 2002), el descenso del terreno causó que el 55% de los Títulos de Merced lafkenches quedaran bajo los 30 [m] de elevación o zona de seguridad, quedando susceptibles a eventos de inundación. Considerando lo anterior, es posible observar como la modificación del suelo afectó directamente a las comunidades Lafkenche del territorio, pues los suelos quedaron inutilizables por largos períodos de tiempo perjudicando la actividad económica principal de la comunidad. (Inostroza-Matus, *et. al.* 2020).

2.3 Terremoto y Tsunami de 2010

Un terremoto de magnitud Mw 8,8 ocurrió la madrugada del 27 de febrero de 2010 un terremoto su epicentro fue situado costa afuera de Cobquecura (73,24° W; 36,29° S) y afectó la zona Centro-Sur de Chile (Vargas *et al.*, 2011). El terremoto y posterior tsunami causaron un importante daño y pérdida de vidas a lo largo de Chile continental, Archipiélago de Juan Fernández y en Isla de Pascua (Rapa Nui), del total de víctimas 521 se atribuyen al terremoto y 124 representan víctimas del tsunami, mientras que los daños fueron evaluados en 30 mil millones de dólares (Gobierno de Chile 2010 y Fritz *et al.*, 2011).

El terremoto ocurrió a lo largo de la subducción de la placa tectónica de Nazca bajo la placa Sudamericana. El momento sísmico de este evento se estima en $1,7 \cdot 10^{22}$ [Nm] (Mw = 8.8) y el largo de ruptura en 500 [km] (Fujii y Satake, 2013). La zona de ruptura fue ubicada inmediatamente al Norte de la zona de ruptura del gran terremoto de 1960 y al sur de las zonas de ruptura correspondientes a los terremotos de Talca 1928 y los terremotos de Valparaíso 1906 y 1985 (Beck *et al.*, 1998, Barrientos, 1995, Fritz *et al.* 2011), por lo que es posible situar el evento del 2010 en una zona de gap sísmico maduro (Ruegg, et al., 2009).

Evidencias de deformación vertical se observaron entre los 34,13° S y 38,34° S, sugiriendo la extensión latitudinal de la ruptura sísmica del evento principal. El levantamiento costero observado mediante la variación de franja de algas coralina lithothamnioideas, expuesta como producto del terremoto, varió entre $2,4 \pm 0,2$ [m], en la costa occidental de la península de Arauco, y $0,15 \pm 0,10$ [m], en zonas más al este. En la costa occidental de la Isla Santa

María se midió un valor máximo de $2,6 \pm 0,5$ [m]. Subsistencia costera del orden de 0,5 m y 1 m fue estimada en áreas localizadas más al este (Vargas *et al.*, 2011).

En la Figura 2-6 realizada en base a datos de NOAA, se observan las alturas de runup del tsunami que afectó las costas chilenas luego del terremoto, estas olas se observaron inmediatamente al norte del epicentro del sismo principal, en la Región del Maule alcanzaron hasta 29 [m] disminuyendo su amplitud progresivamente hacia el norte, hasta valores del orden de 4-2 [m] al norte de Valparaíso. La zona que se vio mayormente afectada comprende entre Pichilemu donde se registraron olas de hasta 20 [m], hasta Puerto Saavedra donde no superaron los 6 [m] (Vargas *et al.*, 2011).

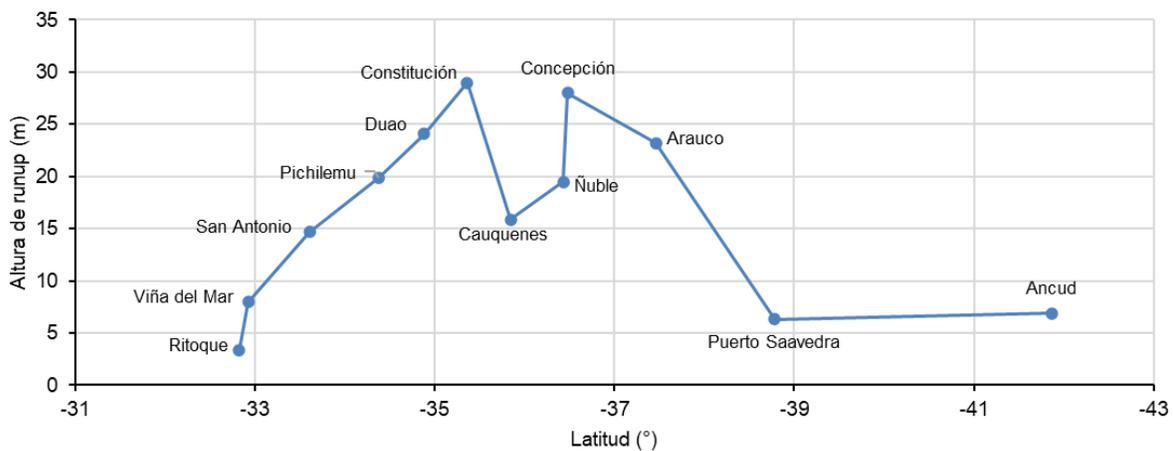


Figura 2-6: Altura de run up en base a mediciones del levantamiento máximo de la ola posterior al Tsunami de 2010.

Fuente: *National Oceanic and Atmospheric Administration*

Los eventos del 27 de febrero de 2010 dejaron 370000 viviendas destruidas o dañadas, el 71% de la red hospitalaria con daños, 6168 de 8326 establecimientos educacionales dañados en las zonas del terremoto, 211 puentes destruidos o dañados. Los daños producidos abarcan una gran extensión, incluyendo la devastación total de los sectores costeros de las regiones del Biobío y Maule afectadas por el tsunami, sumado al derrumbe de ciudades y pueblos interiores, hasta daños menores en infraestructura (Gobierno de Chile, 2010).

En los acantilados desde Queule a Tirúa se formaron grietas paralelas las cuales incidieron en daños de infraestructura, específicamente en viviendas, calles, cabañas de veraneo y caminos que en su mayoría son de suelo natural y de temporada. En la localidad de Boca Budi, comuna de Saavedra, múltiples viviendas y cabañas sufrieron graves daños durante el movimiento sísmico, debido a que los estratos terciarios que estaban cubiertos por

arenas inconsolidadas se agrietaron y movilizaron provocando el colapso parcial de algunas edificaciones (Jara y Moreno, 2012).

Las diversas remociones en masa ocurridas luego del movimiento sísmico dificultaron la conectividad temporalmente, entre ellos, el camino que une Puerto Saavedra y Toltén fue localmente cubierto una remoción de suelos arcillosos formados en los depósitos terciarios. Además, producto del alzamiento se generó un retroceso en las mareas el cual permitió la recuperación de terrenos cultivables en Puerto Saavedra, donde decenas de hectáreas de humedales fueron trabajadas para siembra (Jara y Moreno, 2012).

2.4 Eventos meteorológicos extremos

Para entender y contextualizar los eventos meteorológicos extremos, primero se debe definir el concepto de variabilidad climática, el cual se refiere a cambios de estado y estadísticas registradas del clima en distintas escalas espaciales y temporales, pero siempre más amplias que los fenómenos meteorológicos. La variabilidad puede ser consecuencia de procesos internos del sistema climático o variaciones causadas por factores externos antropogénicos o naturales (Palutikof et al, 2007).

Los eventos meteorológicos extremos, en muchos casos, son producidos por la variabilidad natural del clima chileno. Dentro de los eventos meteorológicos que se pueden categorizar como extremos, encontramos las heladas, inundaciones, tormentas severas y sequías. A modo de contexto, es relevante señalar que Chile ha sido evaluado como un país vulnerable al cambio climático global, cuya principal consecuencia sería una intensificación de la aridez en la zona norte, avance del desierto hacia el sur y una reducción hídrica en la zona central en momentos donde la demanda hídrica va en aumento (Meza et al., 2010).

En adición al contexto climático chileno, se agrega el fenómeno ENSO el cual se desarrolla en el océano Pacífico ecuatorial central y que presenta alternancias entre una fase cálida conocida como El Niño y una fase fría conocida como La Niña. Ambas fases se manifiestan aumentando y disminuyendo, de manera anormal, la temperatura superficial del mar generando alteraciones en los patrones climáticos, las que pueden manifestarse en regiones alejadas con respecto al lugar donde se está llevando a cabo el suceso. Si bien se desconocen los gatillantes de un ciclo ENSO, se sabe que tienen una componente atmosférica y otra oceánica. Con respecto a reportes recientes, La Niña ha registrado

eventos en los años 2005-2006, 2007-2008 y 2010-2011, mientras que El Niño se ha presentado en los años 2002, 2009-2010 y 2016 (Salazar, 2017).

El fenómeno de El Niño ha afectado de mayor manera a la costa de la zona norte, sin embargo, se reportan aumento en montos e intensidad de la precipitación desde la región de Atacama hasta el Maule; al ser un evento cálido el aumento de temperatura del mar calienta el aire próximo generando mayor nubosidad y aumentando las precipitaciones en zonas donde, por lo general, hay ausencia de éstas. Por el contrario, La Niña produce un déficit de lluvias, el cual predomina casi todo el año en la zona central del país (Salazar, 2017).

Con respecto a la cuenca del lago Budi, es posible realizar un primer análisis observando los datos de precipitaciones de estaciones meteorológicas cercanas (Ver Figura 2-7), donde es posible identificar períodos lluviosos: 1993, 2002, 2006,2008 y 2015 y períodos secos: 1985, 1998, 2004, 2007, 2010 y 2013, como se pude ver en la Figura 2-8.

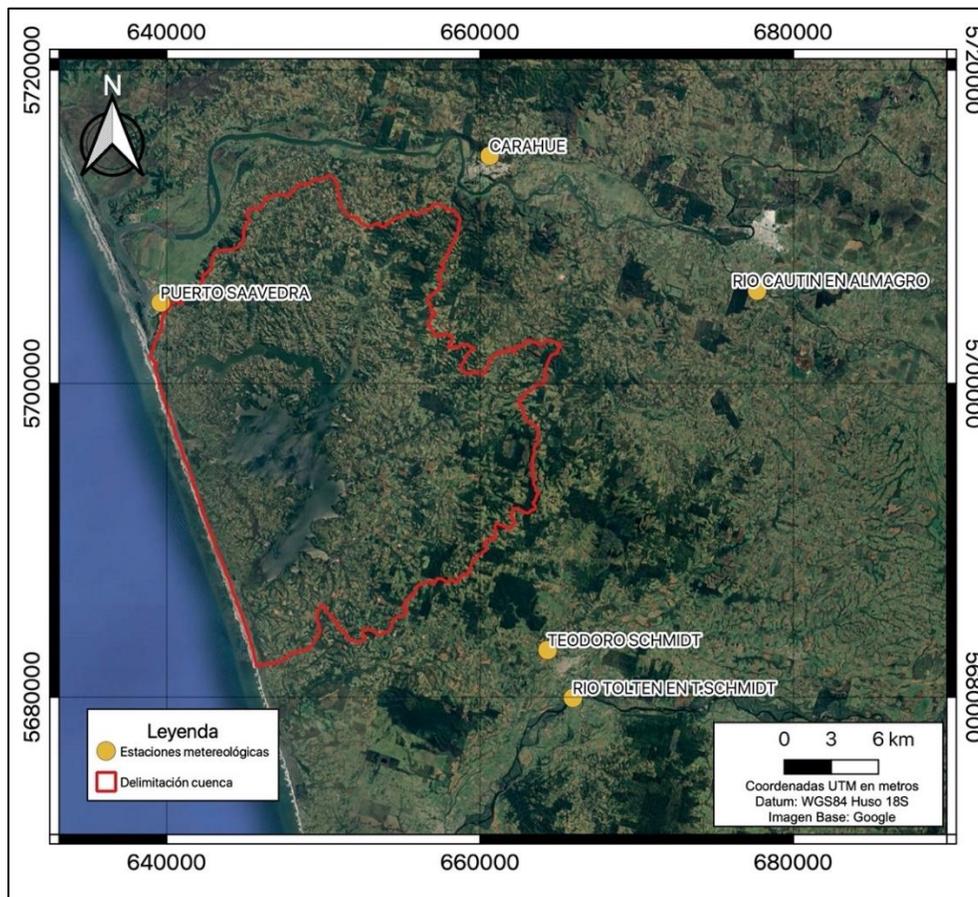


Figura 2-7: Ubicación de las estaciones meteorológicas cercanas a la cuenca

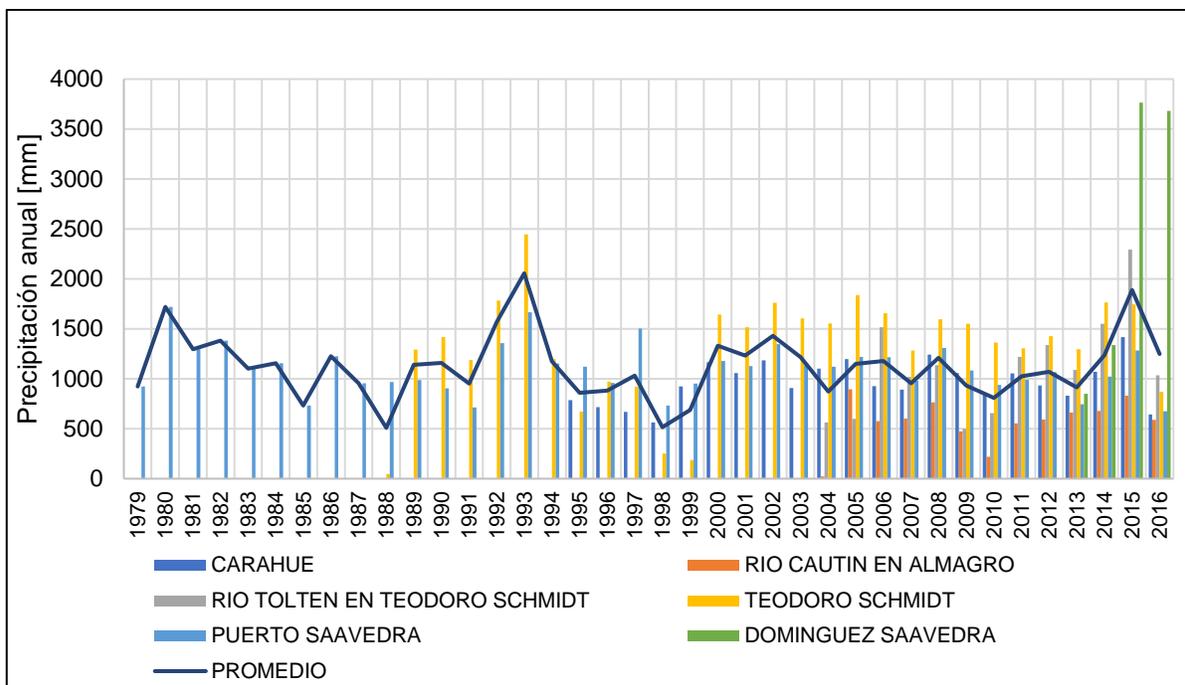


Figura 2-8: Registro de precipitaciones anuales de estaciones cercanas a la cuenca del Lago Budi.

Fuente: DGA, AGROMET.

Por otra parte, según CIREN (2018), la cuenca presenta un alto riesgo de inundación por crecidas producto de las lluvias, amenazando viviendas de comuneros lafkenche ubicadas a orillas del lago o cerca de humedales.

Considerando el contexto climático, es importante destacar que la cuenca del Lago Budi no se encuentra en las zonas directamente afectadas por el fenómeno ENSO, por lo que si bien existen algunas coincidencias entre periodos secos y lluviosos y años en donde se registraron fenómenos de La Niña y el Niño, actualmente no existe evidencia que los pueda relacionar. Lo anterior no implica, bajo ningún motivo, que no existan otros fenómenos que puedan desencadenar desequilibrios en los patrones climáticos, alterando los distintos procesos y ecosistemas existentes en la cuenca.

3. Caracterización del área de estudio

3.1 Área de estudio y demografía

La cuenca del Lago Budi se ubica en la provincia de Cautín, IX Región de la Araucanía. Administrativamente se divide entre tres comunas: Teodoro Schmidt, Carahue y Saavedra; es en esta última donde se ubica la totalidad del lago (Figura 3-1).

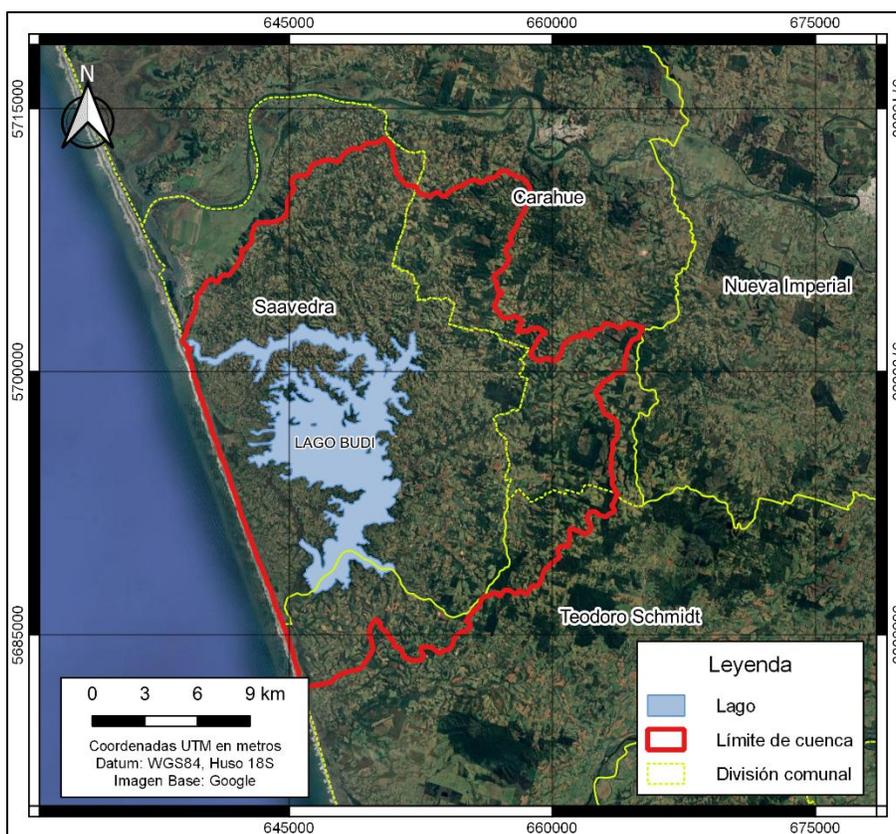


Figura 3-1: Delimitación de la zona de estudio y comunas aledañas.

Según los resultados obtenidos por INE a partir del censo 2017 la población de la comuna de Saavedra asciende a 12450 personas de las cuales un 76,61% se considera

perteneciente a un pueblo indígena u originario. Del total de la población indígena un 99,14% pertenece a la etnia Mapuche y el 0,86% restante se muestra la distribución en la **Figura 3-2**.

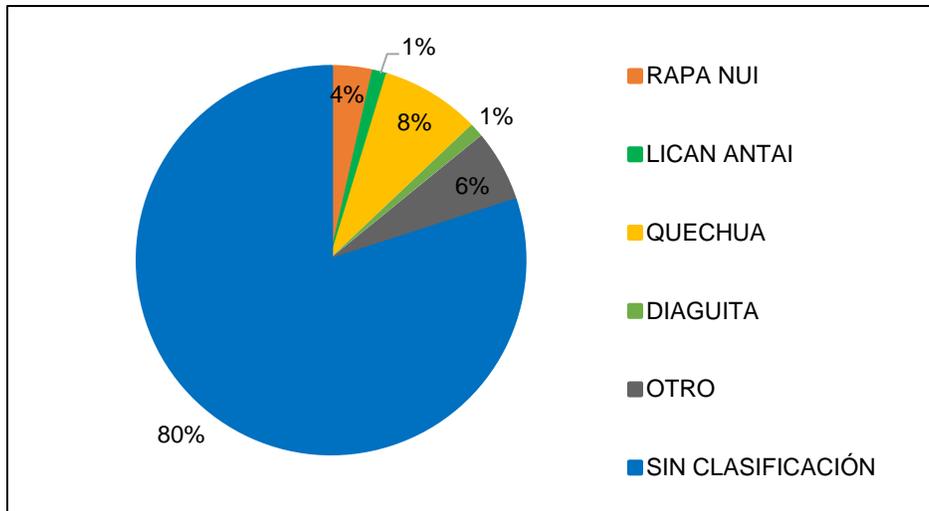


Figura 3-2: Porcentaje de la población que se considera perteneciente a un pueblo indígena u originario.

Fuente: INE

Del total de la población de la comuna de Saavedra censada, 4294 de las personas encuestadas declararon trabajar se desempeñan en los siguientes sectores económicos:

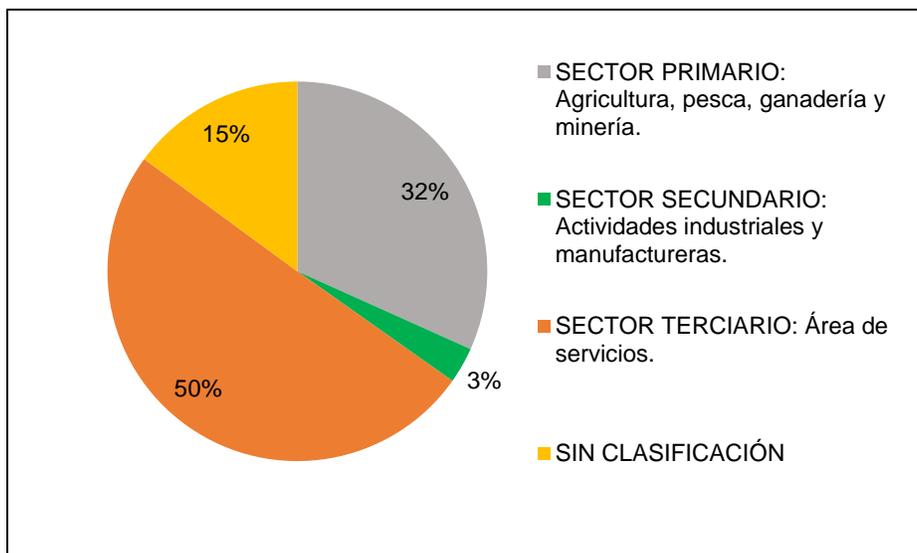


Figura 3-3: Distribución de trabajadores según sectores económicos

Fuente: INE

A escala local, es importante considerar que un 77,89% de la superficie de la cuenca corresponde a área de desarrollo indígena (ADI) según lo estipulado por la Ley Indígena del año 2001, dicho territorio es predominantemente rural y se distribuye en predios que

van entre las 4 a 20 [Ha] cuya propiedad es de personas individuales o compartida, pero siempre pertenecientes a la comunidad mapuche (Antimán y Martínez, 2005).

Según datos de CONADI (2017), en la cuenca del lago Budi es posible encontrar un total de 95 comunidades indígenas mapuche-lafkenche, cuya lengua materna se conoce como *mapuzungun* y es utilizada para comunicarse en reuniones de tipo comunitarias y territoriales de variado carácter. Si bien un 88,42% se ubica en la comuna de Saavedra, 6,31% en Teodoro Schmidt y 5,26% en Carahue, las comunidades indígenas de la zona se administran territorialmente en lo que se conoce como *lof mapu*, esta división territorial va más allá de la superficie habitada pues involucra relaciones de parentesco, actividad económica basada en el intercambio local y administración de temas sociales, políticos y económicos que afectan a la comunidad, siempre con bastante independencia en comparación a las divisiones administrativas estatales no indígenas (CONAF, 2012).

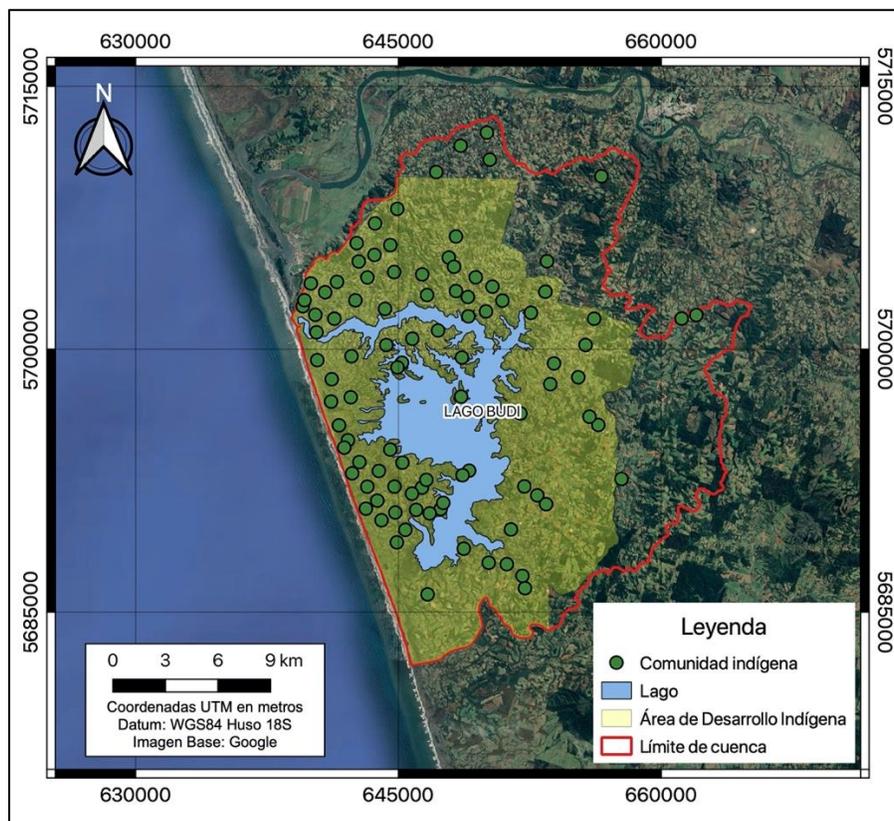


Figura 3-4: Comunidades indígenas y Área de desarrollo indígena en la cuenca del lago Budi.

En la zona se desarrolla la agricultura tradicional de cereales y leguminosas como trigo, avena, arvejas y lentejas (Antimán y Martínez, 2005), dicha actividad se basa en el autoconsumo para la subsistencia utilizando prácticas agrícolas no aptas para el suelo de la cuenca, lo que ha intensificado los problemas de erosión, fertilidad y drenaje (CONAF,

2012). Además de la agricultura, también se desarrollan actividades tales como la pesca artesanal, recolección de algas y mariscos y actividades silvoagropecuarias (Antimán y Martínez, 2005).

Se considera que el uso de los recursos naturales en la zona proviene desde las primeras generaciones ancestrales mapuche-lafkenche, las cuales se encontraban en el territorio desde antes de la llegada de los conquistadores españoles, por lo que su valor más allá de cualquier ganancia económica que se pueda obtener de éstos, pues forman parte de sitios ceremoniales y de espacios de gran relevancia cultural ya sea en el ámbito medicinal como en el sagrado (CONAF, 2012).

3.2 Caracterización física

El lago Budi se emplaza en una cuenca homónima cuya superficie alcanza los 497 [km²], con un ancho y alto aproximados de 22 [km] y 28 [km] respectivamente. Este se ubica a 5 [m.n.s.m.], tiene un largo aproximado de 14 [km] y un ancho de 8 [km] al punto donde se ubica la isla Nahuelhuapi. La cota máxima es de 8,54 [m] con un espejo de agua asociado que alcanza los 55 [km²] correspondiente a un 11% de la superficie de cuenca aproximadamente, por otra parte, el volumen máximo almacenado se estima en $223 \cdot 10^6$ [m³] (Sandoval, 2008).

Existen parámetros geomorfológicos útiles para caracterizar la cuenca en mayor profundidad y así poder entender ciertos procesos o fenómenos, dichos parámetros en conjunto con los valores obtenidos para la cuenca del lago Budi, se explican brevemente a continuación:

- Coeficiente de compacidad de Gravelius (Kc): compara el perímetro de la cuenca con el perímetro de una circunferencia de área equivalente a la superficie de la cuenca, por lo tanto, es un valor adimensional que representa la forma y como ésta influye en la escorrentía de la cuenca. Su valor siempre será mayor a uno, para cuencas perfectamente circulares se tiene $Kc = 1$ mientras que en cuencas alargadas-ovaladas $Kc > 1,75$. Mientras más cercano sea Kc a 1 mayor será la peligrosidad en los eventos de crecidas, pues existe un bajo tiempo de concentración (tiempo en que una gota tarda en desplazarse desde el punto más lejano hasta la salida de la cuenca) lo que aumenta la probabilidad de ondas de crecidas continuas (Gaspari et al., 2012).

La cuenca estudiada tiene un $K_c = 1,48$, tal como se observa su forma es irregular, pero sin alejarse suficiente de la forma circular de manera que la tendencia de crecidas se podría establecer como media a media-alta.

- Factor de forma de Horton (k_f): parámetro complementario a K_c pues también se utiliza para determinar la forma de la cuenca, relaciona la superficie de la cuenca con el área de un cuadrado de la longitud axial de la cuenca según la siguiente ecuación:

$$k_f = \frac{A}{L^2} \quad (3-1)$$

Donde:

A = Área de la cuenca

L = Longitud axial de la cuenca

Si el factor de forma de la cuenca es bajo ($k_f < 0,3$), la cuenca será alargada y tendrá una menor tendencia a eventos de crecida ya que el agua precipitada tardará más en recorrer la cuenca, caso contrario ocurre con factores de forma altos ($k_f > 0,8$) propios de cuencas ensanchadas donde el tiempo que requiere el agua desplazarse por la cuenca es menor, aumentando el riesgo de crecidas (Rivas y Moreno, 2019).

En el caso de la cuenca del lago Budi el factor de forma de Horton tiene un valor de 0,63 pudiéndose clasificar, así como una cuenca ensanchada (Horton, 1945) y sustentando lo arrojado por el coeficiente de compacidad de Gravelius con respecto a las crecidas.

- Curva hipsométrica: el análisis hipsométrico es el estudio de la distribución de la superficie de la cuenca con respecto a la elevación de la misma, así como también permite determinar la etapa del ciclo geomorfológico en la que se encuentra la cuenca: inequilibrio (relieve joven), equilibrio (relieve maduro) y monadnock (relieve senil) a los cuales se les puede asociar, a grandes rasgos, procesos de erosión o de sedimentación. Por otro lado, se puede calcular el área bajo la curva hipsométrica conocida como integral hipsométrica la cual permite determinar de una manera más cuantitativa el tipo de relieve de la zona de interés (Strahler, 1952).

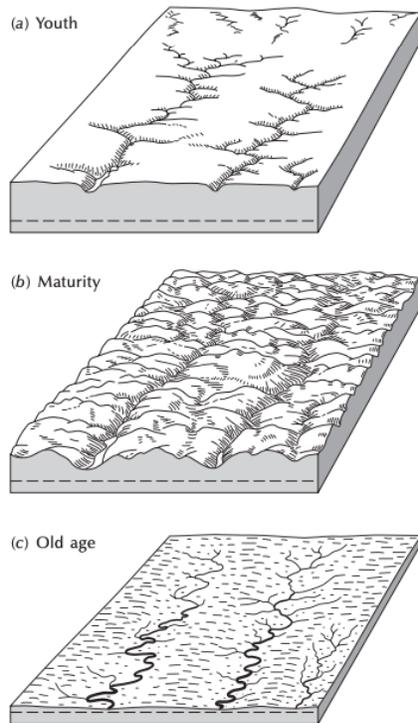


Figura 3-5: Tipos de relieve. Extraído de Hugget (2007)

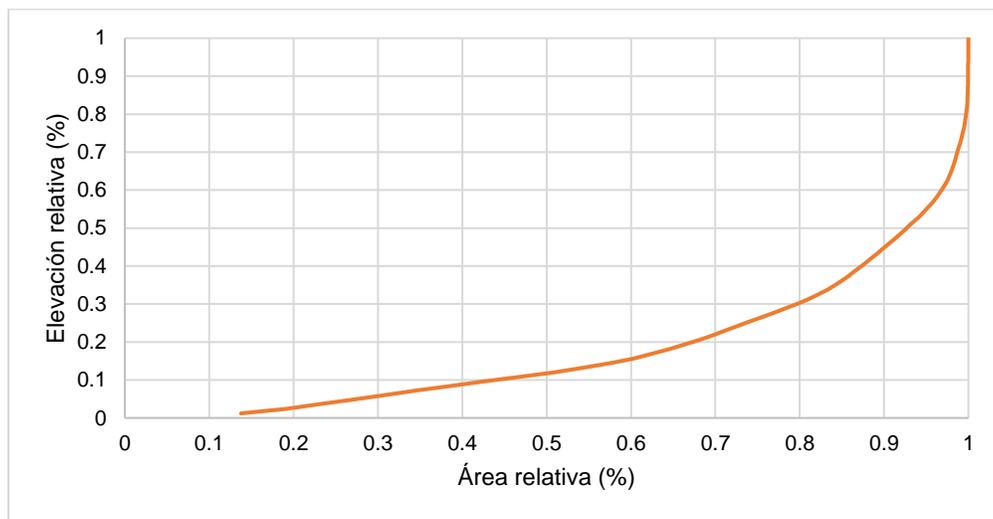


Figura 3-6: Curva hipsométrica cuenca del lago Budi.

Considerando la forma arrojada por la curva hipsométrica de la cuenca lago Budi, es posible determinar que la cuenca se encuentra en una fase de senectud. De manera que se espera un bajo potencial erosivo, primando así los procesos de sedimentación

en la mayor parte de la cuenca. Lo anterior se respalda con el 17,5% de la integral hipsométrica, que según Strahler (1952) corresponde a relieve senil.

- Elevación media: A partir de la curva hipsométrica, se define la elevación media como aquella altitud equivalente al 50% del área de la cuenca. De manera complementaria, se pueden indicar las elevaciones mínimas (0% del área de la cuenca) y máximas (100% del área de la cuenca), las que pueden observarse en el mapa de elevaciones (Figura 3-7).

Tabla 1-1: Elevación mínima, media y máxima de la cuenca del lago Budi.

Elevación	Valor [m.s.n.m.]
Mínima	0
Media	50
Máxima	358

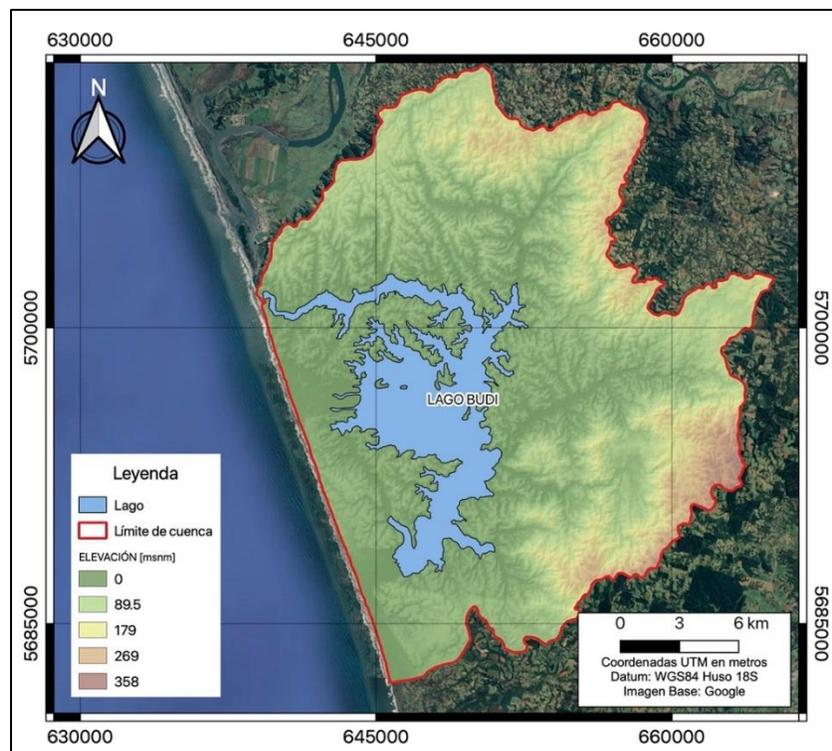


Figura 3-7: Mapa de elevaciones cuenca lago Budi.

- Pendiente media de la cuenca (PM): permite identificar la degradación de la cuenca hidrográfica, la cual se refleja en su configuración topográfica ya que la erosión se manifestará en sintonía con la pendiente y se calcula a partir de la siguiente fórmula:

$$P_M = 100 \cdot \frac{H \cdot L}{A} \quad (3-2)$$

Donde:

H = Distancia vertical entre las curvas de nivel

L = Longitud total de las curvas de nivel

A = Superficie

En conjunto con la pendiente media, se puede elaborar un mapa de pendientes (en %) para caracterizar el relieve de la zona, en base a los siguientes criterios (Gaspari, *et al.*, 2012):

Tabla 3-2: Tipos de relieve según el porcentaje de pendiente. Extraído de Gaspari et al. (2012)

Pendiente	Características del relieve
< 0,5%	Muy plano
0,5% - 1%	Plano
1% - 3%	Suave
3% - 12%	Presenta lomadas
12% - 20%	Relieve accidentado
20% - 50%	Fuertemente accidentado
50% - 75%	Escarpado
> 75%	Muy escarpado

La pendiente media en la zona de estudio tiene un valor de 12,9 lo que permite clasificar el relieve, de manera general, como accidentado lo que no quita que existan otros tipos de relieve en la cuenca. La distribución de todos los tipos de relieve se observa en la Figura 3-5, donde se puede ver la frecuencia porcentual de cada uno mientras que en la Figura 3-6 se presenta la distribución espacial de éste, donde es posible identificar la predominancia del relieve accidentado.

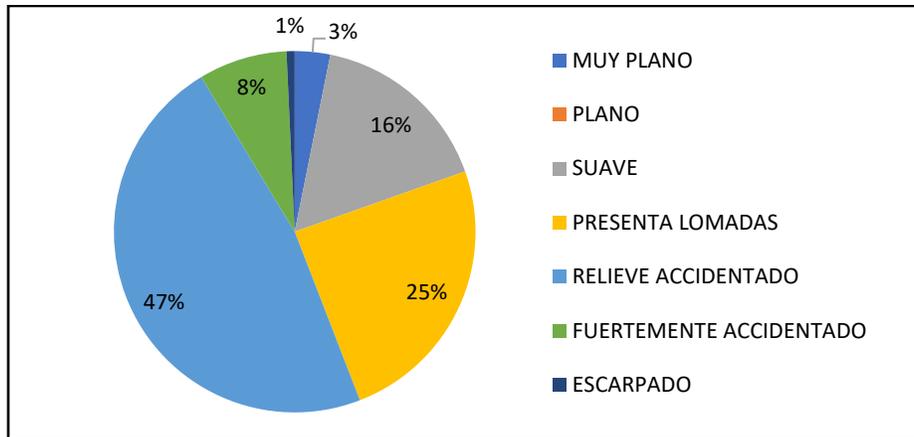


Figura 3-8: Frecuencia de los distintos tipos de relieve de la cuenca del lago Budi

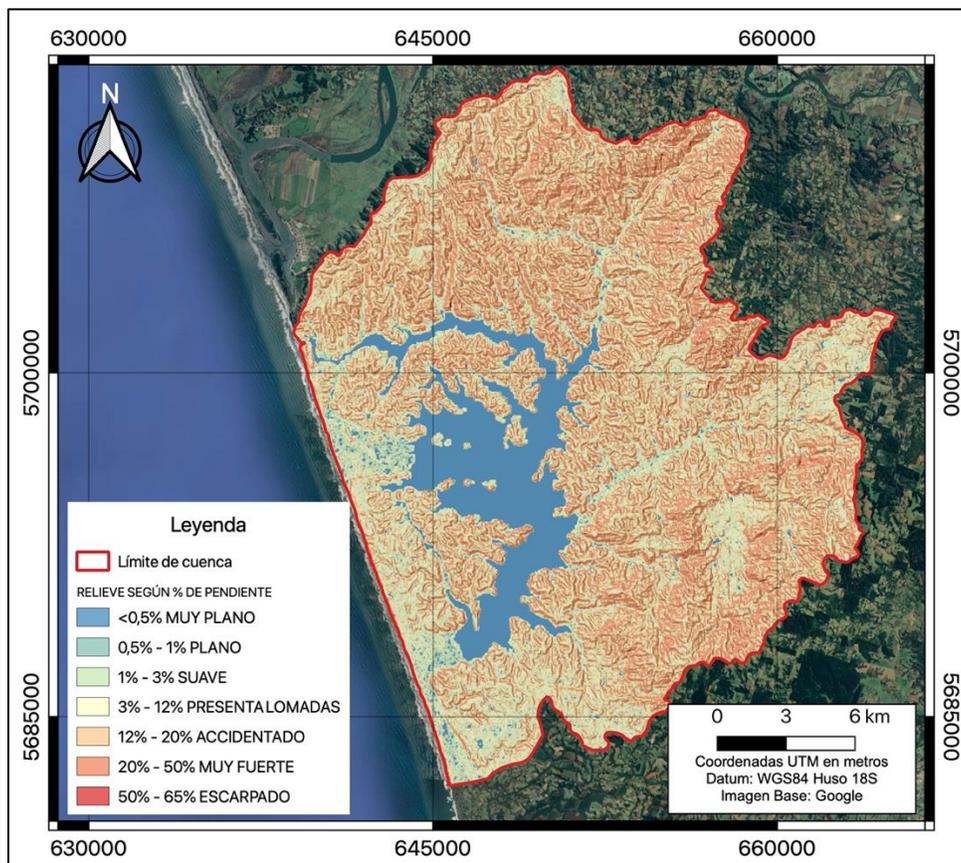


Figura 3-9: Clasificación de relieve según la pendiente

Finalmente, otra forma de caracterizar el relieve de la cuenca es a través de perfiles de elevación. Dichos perfiles se realizaron en ambas orientaciones N-S y E-W de acuerdo a la grilla de la Figura 3-10.

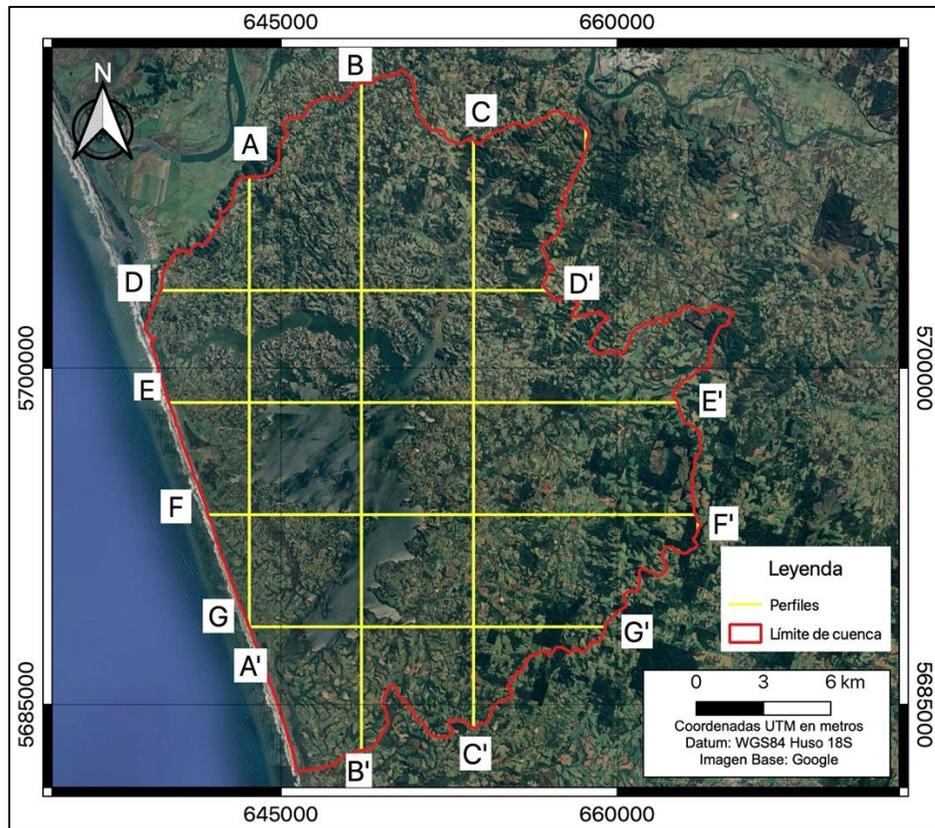


Figura 3-10: Grilla utilizada para la elaboración de los perfiles de elevación

Los resultados obtenidos se muestran a continuación y guardan relación con la caracterización previa basada en los parámetros geomorfológicos de la cuenca.

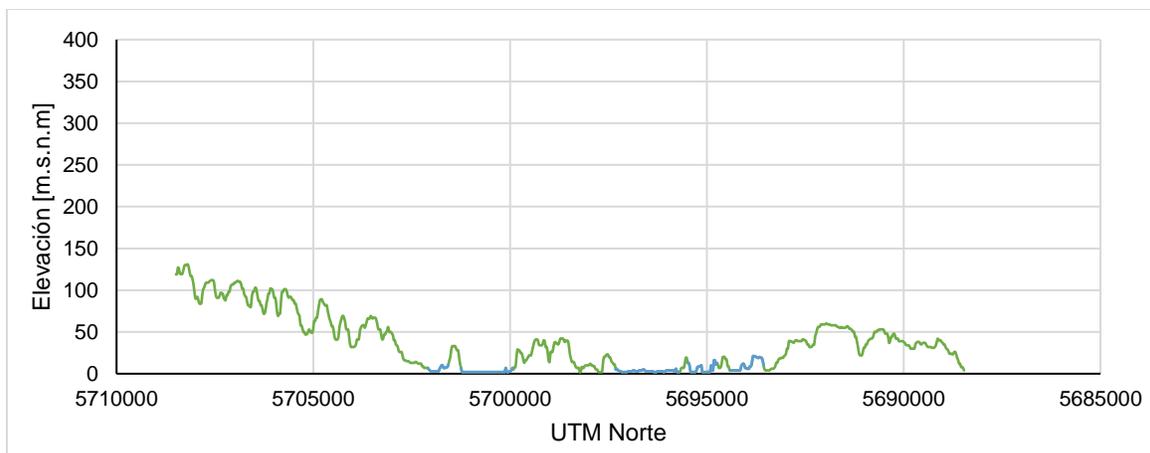


Figura 3-11: Perfil de elevación AA'

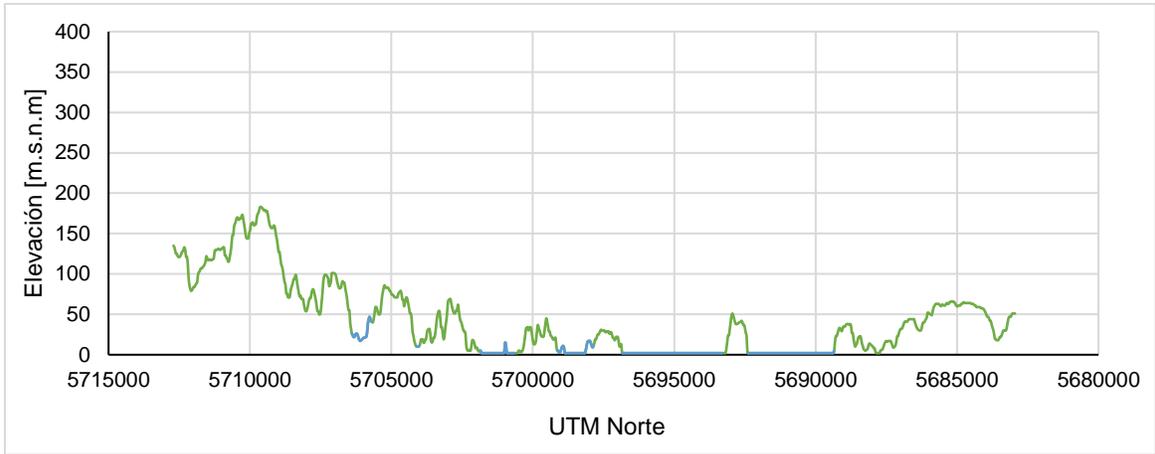


Figura 3-12: Perfil de elevación BB'

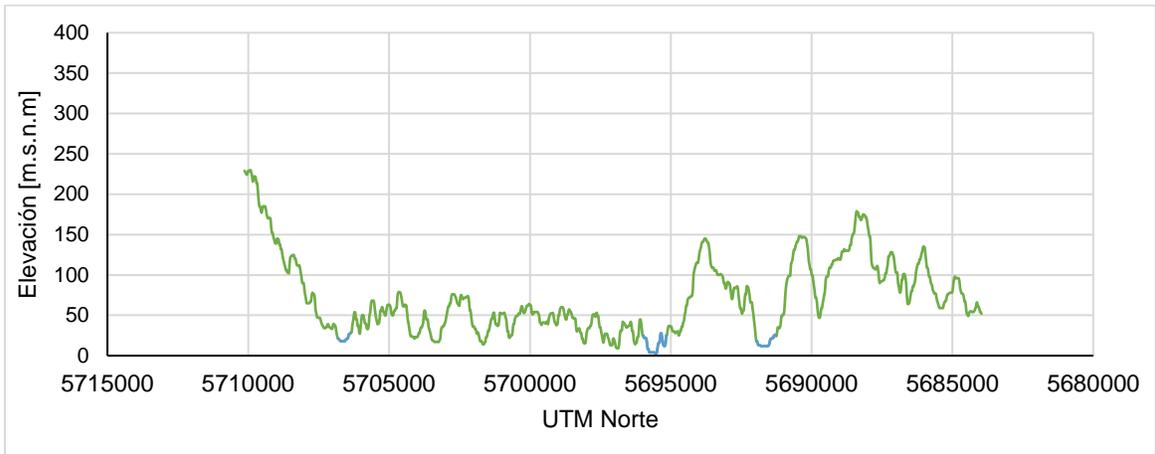


Figura 3-13: Perfil de elevación CC'

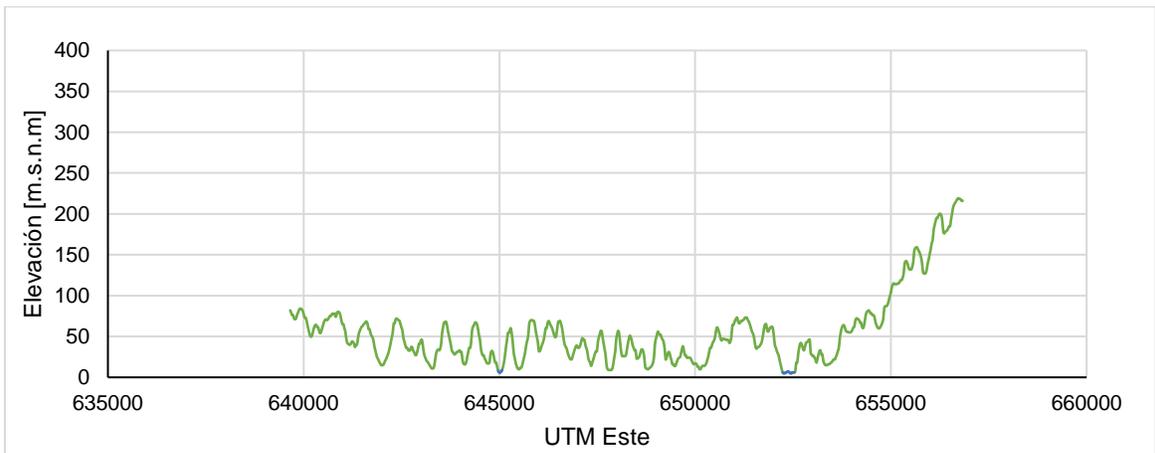


Figura 3-14: Perfil de elevación DD'

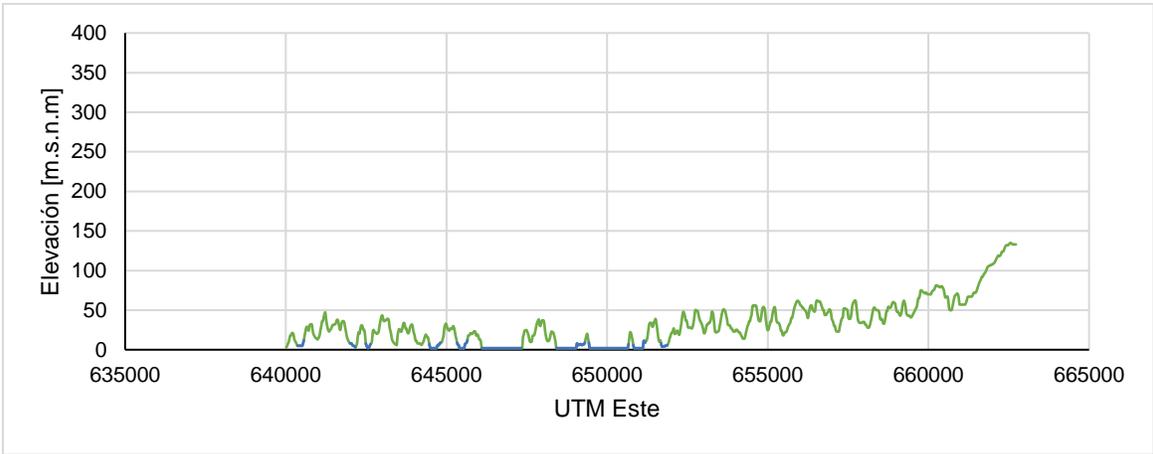


Figura 3-15: Perfil de elevación EE'

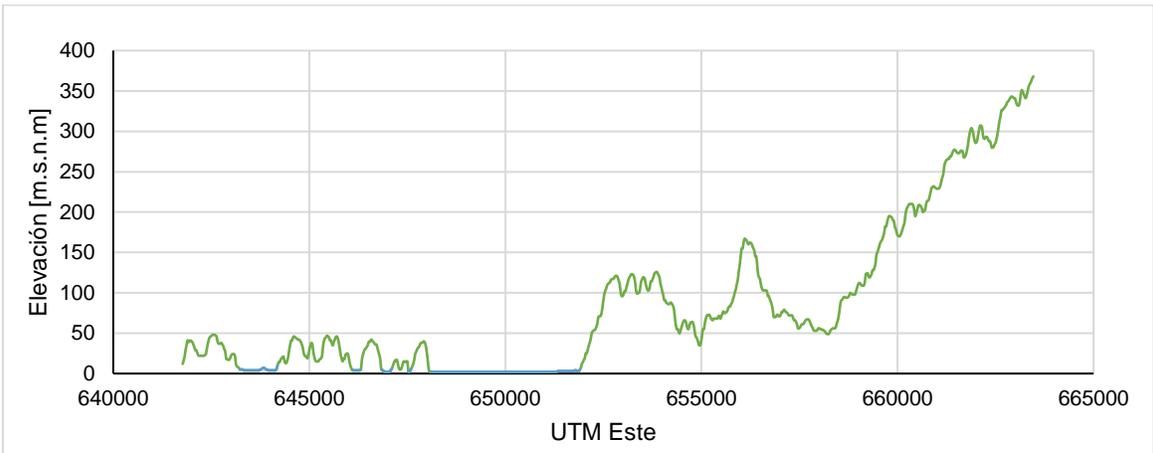


Figura 3-16: Perfil de elevación FF'



Figura 3-17: Perfil de elevación GG'

3.3 Clima

En el área de estudio se presenta el tipo de clima Cfb, templado húmedo de verano fresco además pertenece al distrito agroclimático Puerto Domínguez – Puerto Saavedra de la IX Región (Antimán y Martínez, 2005). Producto de la termorregulación marina y el efecto temperante lacustre la amplitud térmica es reducida; los meses de enero a diciembre son los más cálidos con temperaturas máximas que oscilan entre los 18 a 20 [°C] y mínimas entre 9 a 11 [°C], por otra parte, los meses fríos (julio a septiembre) presentan temperaturas máximas entre los 13 a 14 [°C] y mínimas que fluctúan entre los 0,5 a los 7 [°C] (Rodríguez, 2005).

3.4 Flora y Fauna

La flora y fauna del lago Budi es bastante diversa, esto se debe principalmente a la presencia de humedales los cuales se desarrollan en las riberas del lago asociados a quebradas, llanuras y cabeceras de cuenca (Sandoval, 2009).

La fauna presente se divide en cuatro grandes grupos: avifauna, ictiofauna, macrofauna bentónica y fitoplancton/macroalgas. Con respecto a la avifauna, se reportan 132 especies las que se concentran en los sectores de Deume, Comué, Bolleco y Allipén cuyas clasificaciones incluyen aves raras, vulnerables y en peligro (Rebolledo, 2006). La amplia variedad de avifauna presente en la cuenca sería más del 30% del total nacional, lo que lleva a la cuenca y humedales del lago Budi a ser parte de los “Sitios prioritarios para la conservación de la diversidad biológica en Chile” (Sandoval, 2009). Dentro de las especies que destacan, están: pidén (*Rallus sanguinolentus Swainson*), gaviota cahuil (*Larus maculipennis*), yeco (*Phalacrocorax olivaceus*), garza grande (*Casmerodius albus*), tagua chica (*Fulica leucoptera*) y pato cuchara (*Anas platalea*); también es posible identificar especies con problemas de conservación como: cisne cuello negro (*Cygnus melancoryphus*), fardela blanca (*Puffinus creatopus*), guanay (*Phalacrocorax boungainvillii*), becasina pintada (*Nycticryphes semicollaris*) y torcaza (*Columba araucana*) (LME, 2010).

Con respecto a la ictiofauna, se reportan aproximadamente 11 especies de peces en el área de interés, siendo el Hualquil (*Micropogon manni*), la Lisa (*Mugil cephalus*), la Carpa (*Cyprinus Carpio*) y el Pejerrey (*Odonthestes spp.*) las más destacadas; si bien la actividad pesquera siempre ha sido parte de la economía del sector, se ha debido regular la extracción de las especies a lo largo del tiempo para así evitar su desaparición (Sandoval, 2009). Es importante destacar que el Hualquil es considerada una especie endémica, es

decir, todo su ciclo reproductivo toma lugar en el lago y está presente es zonas acotadas, por lo mismo la especie se ha catalogado como vulnerable restringiendo la extracción para consumo por parte de las comunidades mapuche del lugar (LME, 2010).

La macrofauna bentónica del lago Budi se desarrolla en función del sustrato, aunque en el canal de desembocadura y en el lago hay poca diversidad de especies. Las especies dominantes son poliquetos Spionidae, nematodos y anfípodos gamáridos los cuales se hayan ligados a los sedimentos negruzcos; vinculado a la franja de hidrófitas es posible diferencias gastrópodos y anfípodos pequeños además se distinguen gastrópodos y briozoos cubriendo las poblaciones de juncos (LME, 2010).

En la cuenca, es posible encontrar vegetación de tipo terrestre, acuática y semiacuática, mientras que bordeando los cursos de agua es posible identificar vegetación típica de bosque asociado a humedales (Hauenstein et al., 2002). Si bien la cobertura vegetal se encuentra fuertemente degradada, es posible encontrar especies de árboles tales como: Roble, Laurel, Lingue y Temo; al año 2010 se reportaban aproximadamente 10000 [ha] de bosque nativo, aunque este se encontraba fragmentado y se ubicaba de manera preferente en las quebradas de la cuenca (LME, 2010).

Por otro lado, se encuentran asociaciones de fauna acuática que contienen Juncal (*Juncetum procerii*), Totoral (*Scirpetum californiae*), Cortadera (*Cyperus eragrostis*), Paja Ratónera (*Anthoxanthum utriculatum*), Botón de oro (*Ranunculus repens*) y Sombrero de Agua (Antimán y Martínez, 2005). Este tipo de fauna se desarrolla principalmente en tierras de baja elevación y depresiones del terreno cercana a las riberas de cauces o del lago.

Además, se encontraron 107 tipos de macrófitas las cuales ven su desarrollo favorecido por la irregularidad del lago. Sobresalen ejemplares de *Callitriche palustres*, *Cotula coronopifolia*, *Hydrocotyle Ranunculoides* y *Triglochin palustres*, las cuales sugieren que el lago atraviesa procesos de eutroficación. (Sandoval, 2009).



Imagen 3-1: Totoral (*Scirpetum californiae*). Extraído de LME, 2010.

Es importante destacar que la fauna existente en la cuenca del lago Budi, duplica la diversidad de especies registrada en otros ecosistemas de características similares; existen 50 especies de uso socio-cultural-medicinal que se distribuyen según lo indicado en la Figura 3-18.

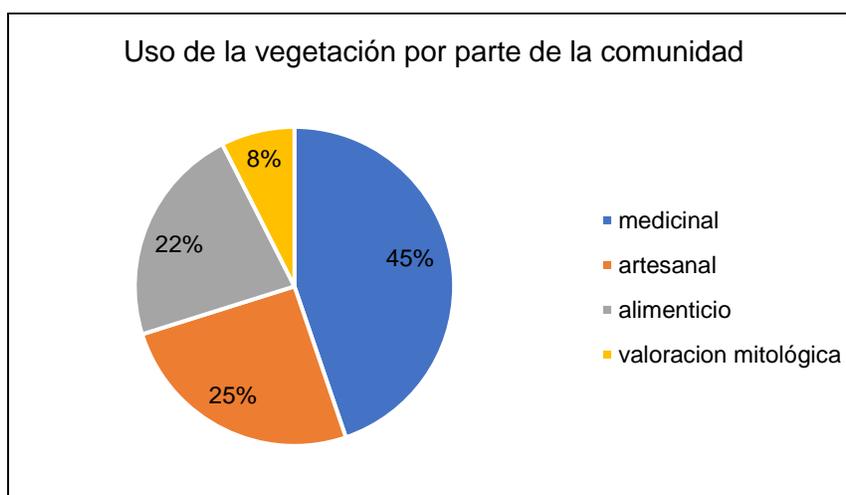


Figura 3-18: Uso de la vegetación por parte de comunidad. Fuente: LME, 2010.

3.5 Uso de suelo

Existen actividades tales como las plantaciones forestales y agropecuarias que tienen directa vinculación con el uso del suelo de la cuenca estudiada. De manera particular, a partir de los años 80 se ha visto un aumento lineal de las plantaciones forestales, lo que va en desmedro del bosque nativo y matorrales en la cuenca que han ido disminuyendo su superficie (LME, 2010).

En base a lo estudiado por Peña-Cortéz (2006), se observa que la actividad predominante corresponde a la agropecuaria, acaparando un poco más de 60 [Ha] al año 2004, seguidas por aproximadamente 40 [Ha] de bosque nativo y por la matriz forestal que utiliza un poco menos de 40 [Ha]. En ese contexto, es importante notar el rápido descenso de la superficie utilizada por los matorrales, y una leve disminución de los cuerpos de agua y ríos, tal como se puede observar en la Figura 3-19.

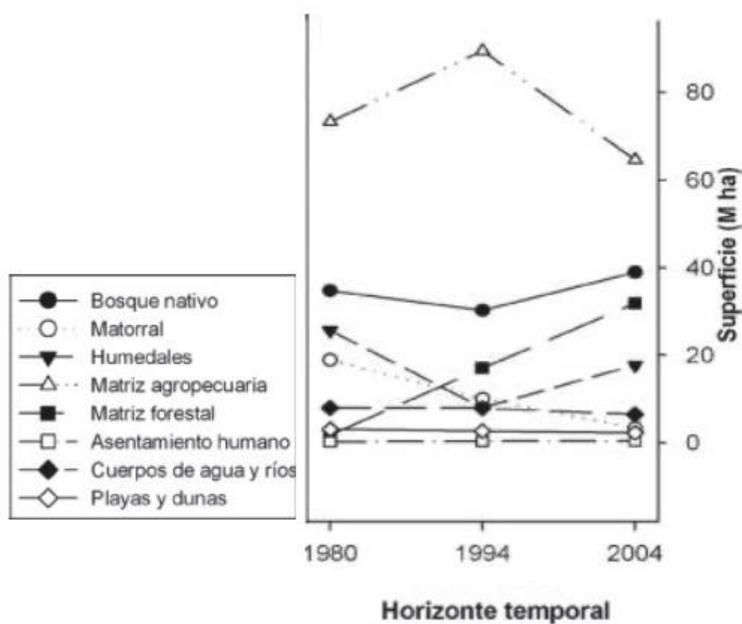


Figura 3-19: Uso de suelo de la cuenca del Lago Budi. Extraído de Peña-Cortéz, 2006.

Según lo reportado por el Laboratorio de Modelación Ecológica (2010), la superficie utilizada por los cultivos, al año 2010, alcanzaría un 86,7% del total del área de la cuenca, lo que podría desencadenar procesos tales como, erosión de laderas, acidificación del suelo y arrastre de materia orgánica hacia los cuerpos de agua lo que a su vez provocaría acumulación de sedimentos a las orillas del lago y cambios en la calidad del agua trayendo consecuencias negativas para los ecosistemas nativos del sector.

3.6 Geología y Geomorfología

Según el Mapa Geológico de Chile 1:1000000 (SERNAGEOMIN, 2003), es posible distinguir siete unidades geológicas cuyas edades van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario.

- PzTr4 (Paleozoico – Triásico)
Esta unidad corresponde a rocas metamórficas dentro de las que se puede distinguir metapelitas, metacherts, metabasitas, gneises y rocas ultramáficas, aunque éstos dos últimos en menor proporción. En la Cordillera de la Costa, entre las regiones IX – X se conoce como Complejo Metamórfico Bahía Mansa y en la Cordillera Principal de la X región, se conoce como Complejo Metamórfico Liquiñe. La unidad se subdivide en PzTr4(a) donde priman esquistos pelíticos y PzTr4(b) compuesta por esquistos, anfíbolitas y rocas ultramáficas.
- Kiag (Cretácico Inferior alto – Cretácico Superior bajo)
Unidad intrusiva correspondiente a dioritas, monzodioritas, granodioritas y monzogranitos. Entre la V a la X región, forma parte de la Cordillera de la Costa.
- Pl1m (Pleistoceno)
Corresponde a una secuencia sedimentaria marina, litoral o estuarina. Su litología comprende coquinas, conglomerados coquináceos, areniscas y conglomerados dispuestos en niveles aterrazados emergidos. En la X región se conocen como Estratos de Niebla (Concagua).
- Qm (Pleistoceno – Holoceno)
Secuencia sedimentaria compuesta por depósitos litorales asociados a arenas y gravas de playas actuales.
- Qf (Pleistoceno – Holoceno)
Depósitos fluviales compuestos de gravas, arenas y limos del curso actual de los ríos principales y/o de sus subterrazas o llanuras de inundación, formando una secuencia sedimentaria.
- Q1 (Pleistoceno – Holoceno)

Secuencia de sedimentos formada por depósitos aluviales, coluviales y de remociones en masa; también se distinguen depósitos fluvio-glaciales, deltaicos y litorales.

A escala regional, la geomorfología del área de interés puede ser caracterizada en base a lo observado en la costa por Peña-Cortéz (2014), dicho trabajo incluye la identificación de campos dunarios, paleodunas, depósitos aluviales, terrazas fluviales, terrazas marinas, plataformas de abrasión marina y cordones montañosos relacionados con las unidades geológicas descritas previamente (**Figura 3-20**).

En base a lo mapeado por Peña-Cortéz (2014), las plataformas se presentan en rocas metamórficas y es posible clasificarlas en dos familias en base a su altitud: nivel inferior y nivel superior. La plataforma de nivel inferior no supera los 50 [m.s.n.m] comprendiendo entre el sector meridional de Romopulli hasta el estero Chelle mientras que longitudinalmente abarca desde la desembocadura del estero Bolleco hasta la ribera occidental del lago Budi. La plataforma de nivel superior tiene una altura que varía entre los 25 hasta los 125 [m.s.n.m] y se ubica desde la ribera oriental del lago Budi (entre el sector septentorial de Romopulli) hasta la desembocadura del estero Bolleco en el sur.

Por otra parte, las dunas dependiendo de la superficie que cubren pueden ser paralelas, borderas, depresiones húmedas o transversales. Su carga de arena proviene de la playa y su diversidad de formas se puede explicar por los vientos no obstaculizados de la zona. Otros relieves de acumulación importante lo forman las terrazas fluviales y llanuras, además de la barra litoral que se ubica frente a la ciudad de Puerto Saavedra, se genera debido a la carga sedimentaria de los sistemas fluviales Imperial y Moncul; es de gran relevancia, pues da origen a la zona estuarina de interés (Peña-Cortez, 2014).

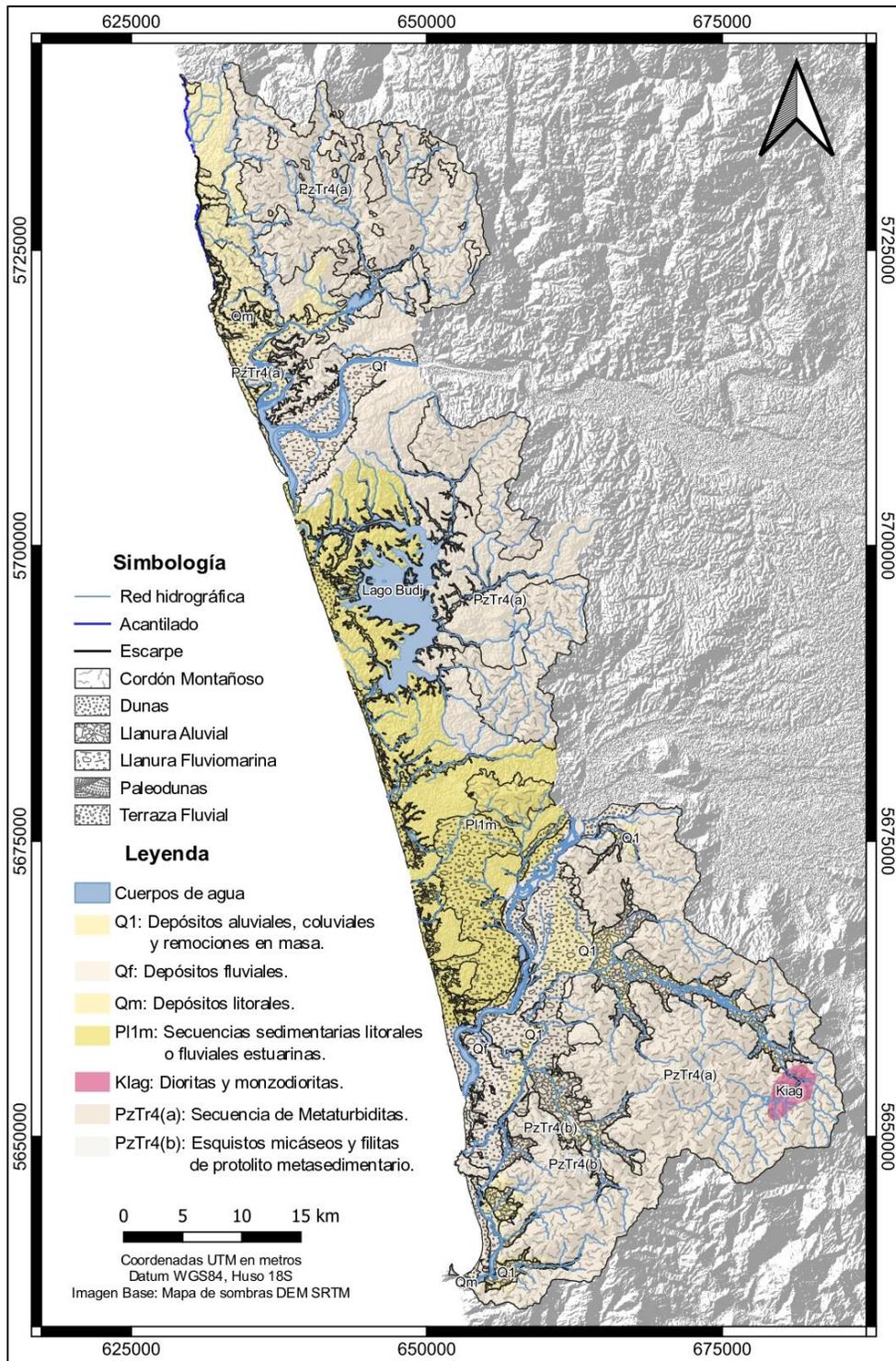


Figura 3-20: Mapa de la costa de la región de la Biobío y la Araucanía cuenca usando como base Peña-Cortés (2014) y SERNAGEOMIN (2003)

Recopilando la misma información levantada por Peña-Cortés (2014, pero a una escala local, es posible afirmar que la cuenca del lago Budi se ubica sobre una planicie litoral en un sector donde hay predominancia de los relieves de erosión sobre roca metamórfica. Los

procesos de erosión hídrica han dado paso a la formación de subcuencas receptoras de precipitaciones y se ven potenciados por factores tales como la poca cobertura vegetal producto del mal uso del suelo y de la deforestación.

De igual manera, los relieves de acumulación cobran especial relevancia a escala de cuenca, destacando entre ellos las llanuras aluviales y fluvio-marinas que llevan asociadas procesos de anegamiento e inundación. Los mecanismos que han dado paso a la formación de llanuras aluviales corresponden al transporte de sedimentos mediante los cursos de agua, mientras que las llanuras fluvio-marinas se originan por la interacción del mar y del lago dentro de lo que se incluye el tsunami de 1960, adicionalmente destacan por su mal drenaje, alto nivel freático y su composición arcillosa (Peña-Cortéz, 2014).

Es importante destacar que la llanura fluvio-marina corresponde a lo que actualmente se conoce como los humedales del lago Budi los cuales presentan una gran cantidad de material sedimentario acumulado causando un aumento paulatino del nivel del lago que se ve reflejado en mayor superficie inundada (Haunstein, 2008).

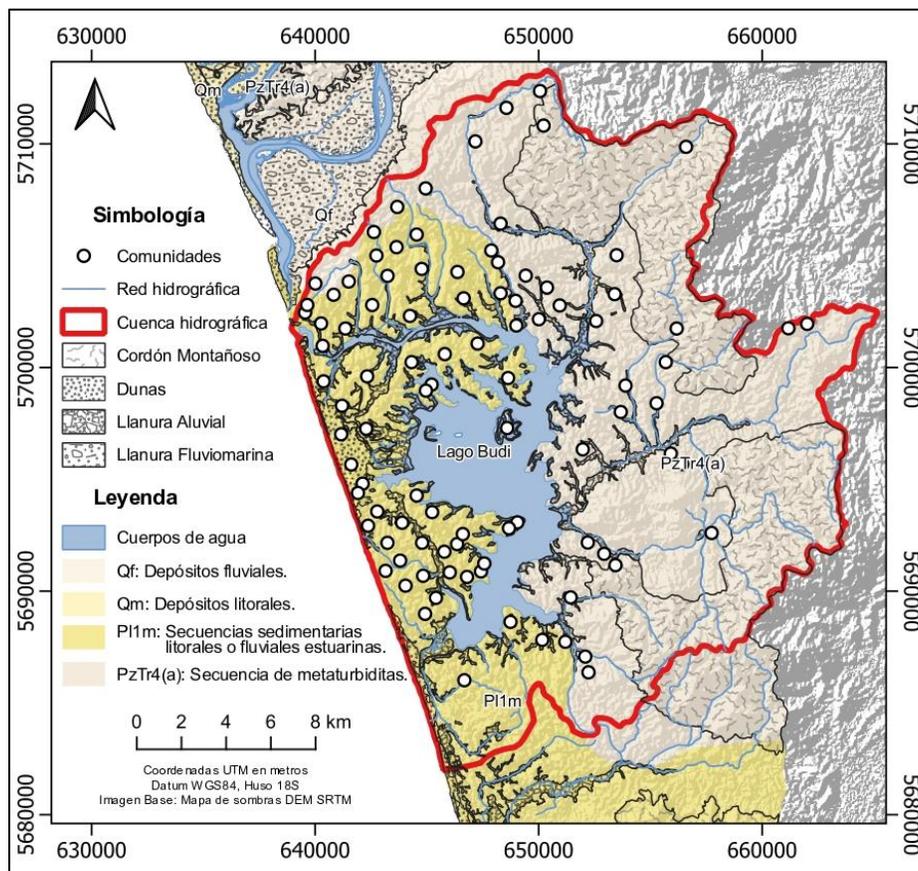


Figura 3-21: Mapa geomorfológico de la cuenca usando como base Peña-Cortés (2014) y SERNAGEOMIN (2003)

3.7 Hidrología

La cuenca del lago Budi, limita al norte con la cuenca río Imperial y al sur con las cuencas río Toltén y costeras entre río Budi y Toltén. Tanto en la cuenca río Imperial como en la cuenca río Toltén, las nacientes se identifican en zonas cordilleranas o en sus cercanías y desembocan en el mar marcando cauces principales fáciles de identificar, además ambas cuencas abarcan extensas superficies dentro de las cuales se incluyen la Cordillera de Los Andes y la Cordillera de la Costa.

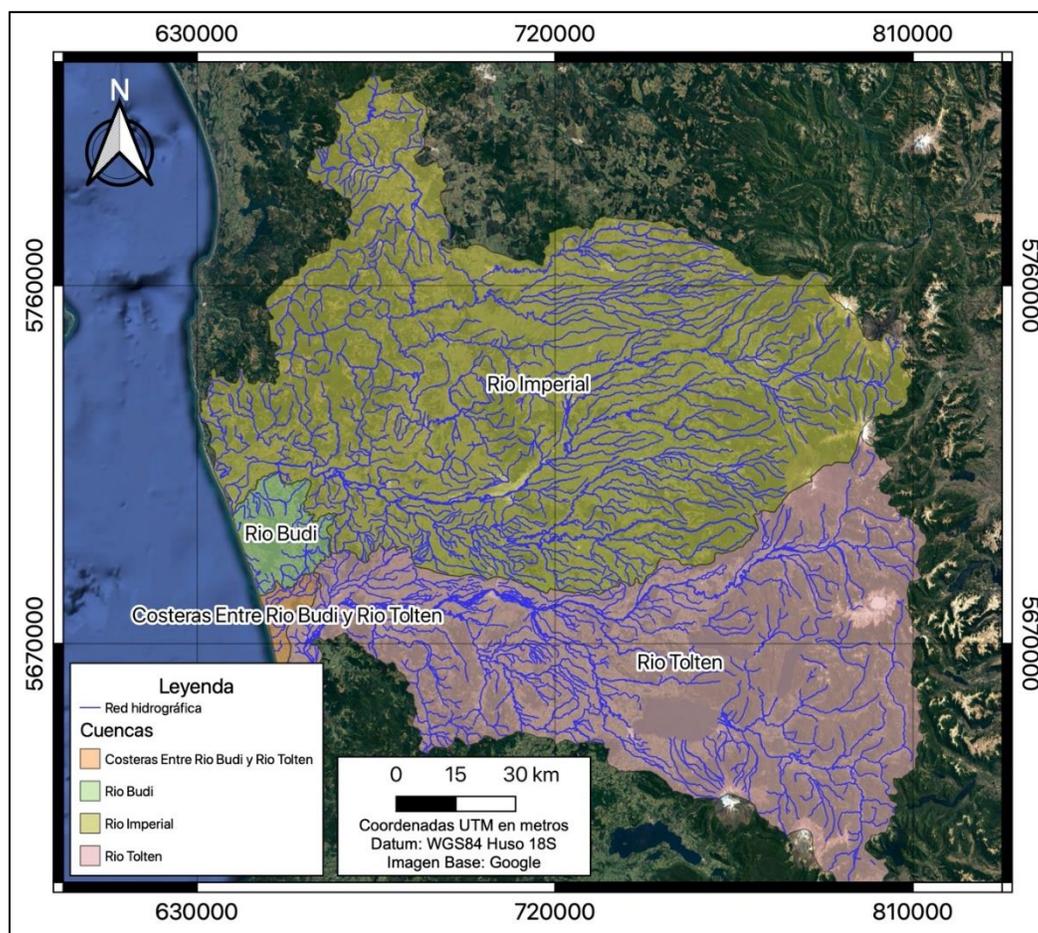


Figura 3-22: Mapa de cuencas vecinas a la cuenca del lago Budi, con su respectiva red hidrográfica.

La cuenca del lago Budi tiene características radicalmente distintas en comparación a las cuencas descritas previamente. Su ubicación se limita a la zona costera de la región, de manera que solo abarca una parte de la Cordillera de la Costa y quedando rodeada por cuencas de extensión considerablemente mayor.

La red hidrográfica del lago Budi sigue un patrón dendrítico, con la particularidad de que los tributarios no tienden a desembocar en un cauce principal, sino que en el lago. Si bien no es posible identificar un cauce principal, es posible diferenciar numerosos afluentes correspondientes a los esteros: Millantué, Llifoco, Cuchal, Temo, Comué, Bolleco, Maitenco, Allipén y Malahué; a partir de estos esteros es posible delimitar nueve subcuencas asociadas a la cuenca del lago Budi.

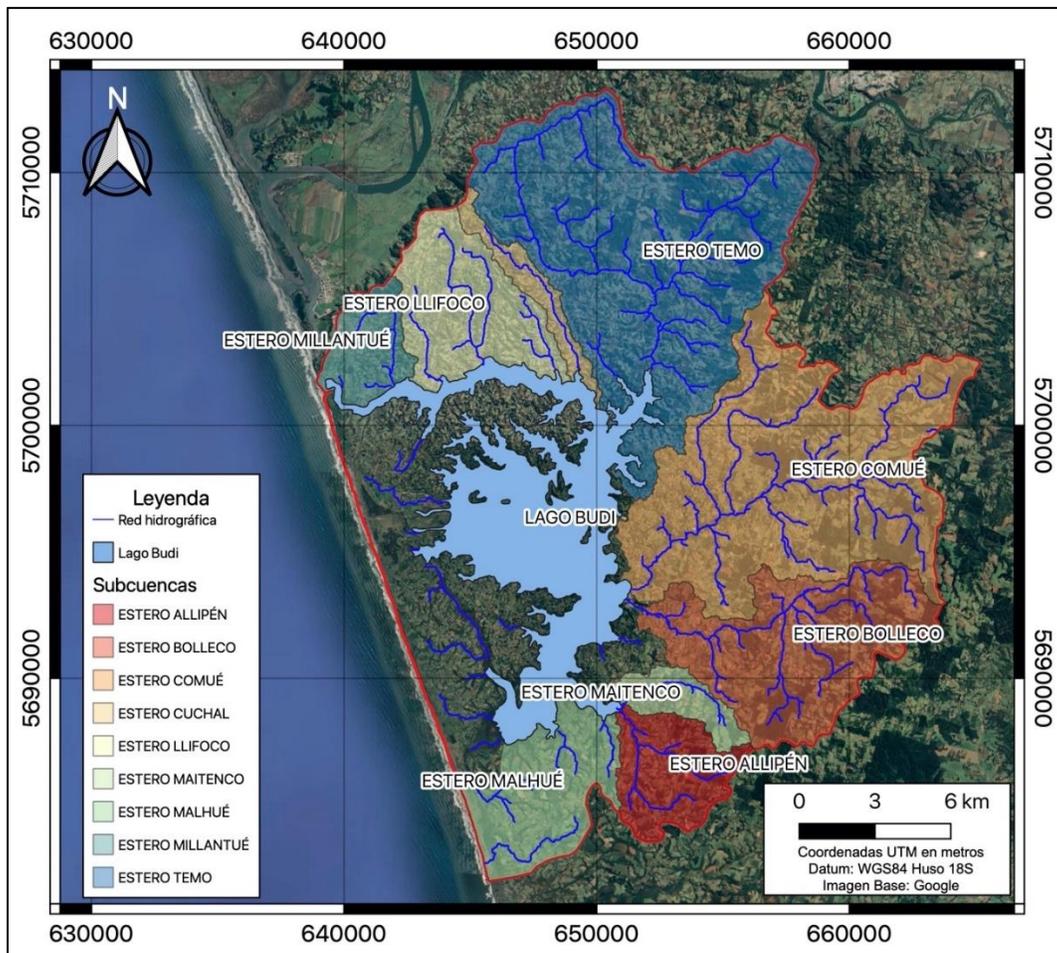


Figura 3-23: Subcuencas y red hidrográfica de la cuenca del lago Budi. Modificado de Sandoval (2009).

Teóricamente, la cuenca posee un único efluente correspondiente al río Budi el cual se ubica hacia el noroeste, cerca de la subcuenca estero Millantué. Sin embargo, se reporta la presencia de una barra de sedimento la cual impide la descarga de la escorrentía de la cuenca del lago Budi al mar; dicha barra es removida por autoridades de la zona con el fin de evitar inundaciones (Sandoval, 2009).



Imagen 3-2: Barra de sedimentos que desconecta superficialmente la cuenca del lago Budi con el mar. Extraído de Sandoval (2009).



Imagen 3-3: Procedimiento realizado para conectar la cuenca con el mar. Extraído de Sandoval (2009).



Imagen 3-4: Sistema cuenca lago Budi - mar conectado. Extraído de Sandoval (2009).

Por lo tanto, la cuenca estudiada se comporta en función de la barra de sedimentos. Se puede decir que es una cuenca exorreica sólo cuando es intervenida de forma antrópica y el sistema cuenca – mar logra conectarse; es importante mencionar que la conexión dura unos pocos días ya que la arena nuevamente se acumula formando la barrera (Antimán y Martínez, 2009), de manera que la cuenca del lago Budi se comporta la mayor parte del tiempo como una cuenca endorreica, donde los afluentes desembocan en el cuerpo de agua principal y la desembocadura al mar se encuentra bloqueada por una barra de sedimentos.

4. Bibliografía

- Antimán, M., y Martínez, C. (2005). *Grado de antropización, evaluación y modelación matemática del nivel trófico del lago Budi como base para determinar su comportamiento ambiental*. Tesis presentada a la Facultad de Ciencias de la Universidad Católica de Temuco para optar al grado de Licenciado en Recursos Naturales y Licenciado en Ciencias de la Ingeniería.
- Anthony, E., Oyédé, L. Lang. (2002) "Sedimentation in a fluvially infilling, barrierbound estuary on a wave-dominated, microtidal coast: the Ouémé River estuary, Benin, west Africa". *J. Sedimentology*, 49, pp. 1095-1112.
- Barrientos, S. & Ward, S. (1990). *The 1960 Chile earthquake - Inversion for slip distribution from surface deformation*. *Geophysical Journal International*. 103. 589 - 598.
- Barrientos, S. (1995). *Dual seismogenic behavior: the 1985 Central Chile earthquake*. *Geophys. Res. Lett.* 22, 3541–3544.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., y Reyes, M. (1998). *Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone*. *J. S. Am. Earth Sci.* 11, 115–129.
- Cifuentes, IL. (1989). *The 1960 Chilean earthquakes*. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 94. 665-680.
- CIREN (2018). Recursos naturales, Región de la Araucanía, Provincia de Cautín, Comuna de Saavedra. Ministerio de Agricultura. Gobierno de Chile.
- CONAF, 2012. *Marco de participación de pueblos indígenas área Carahue – Puerto Saavedra "Proyecto Manejo Sustentable de la Tierra"*.
- Dalrymple, R. Zaitlin, B. Boyd, R. (1992) "*Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications*". *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, nº6, pp. 1130-1146.
- Fujii, Y., Satake, K. 2013. *Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data*. *Pure applied geophysics*

- Fritz, H., Petroff, C., Catalán, P., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Barrientos, S., Meneses, G., Valderas-Bermejo, C., Ebeling, C., Papadopoulos, A., Contreras, M., Almar, R., Domínguez, J., y Synolakis, C. (2011). *Field survey of the 27 February 2010 Chile tsunami*. Pure and Applied Geophysics, 168, 11, 1989-2010.
- Gaspari, F., Rodríguez, A., Senisterra, G., Denegri, G., Delgado, M., Besteiro, S. 2012. *Caracterización morfométrica de la cuenca alta del río Sauce Grande, Buenos Aires, Argentina*. Asociación de Universidades grupo Montevideo ISSN: 1852-2181.
- Gobierno de Chile, 2010. *Plan de reconstrucción terremoto y maremoto del 27 de febrero de 2010*.
- Hauenstein, E., González, M., Peña, F., y Muñoz, A. 2002. “*Clasificación y caracterización florístico-vegetacional de los humedales de la costa de Toltén (IX región, Chile)*”. *Revista Gayana Botánica* 59: 87-100.
- Horton, R. (1945). *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geological Society of America Bulletin.
- Inostroza-Matus, C., Molina-Camacho, F., y Romero-Toledo, H., 2020. *Desde la amenaza natural al desastre: una construcción histórica del terremoto y tsunami de 1960 en Saavedra*. Íconos. Revista de Ciencias Sociales 66: 31-57.
- Jara, C., & Moreno, H., 2012. *Efectos del sismo del 27.02.10 en infraestructura: Procesos geológicos destructivos observados en Biobío sur y La Araucanía*. XIII Congreso Geológico Chileno Octubre, 2012. 860–862.
- Kanamori, H., y Cipar, J., 1974. “*Focal processes of the Great Chilean earthquake May 22, 1960*”. Phys. Earth Planet. Int, Vol. 9, pp. 128-136.
- Krone, R. (1977). Estuarine Processes: Circulation, Sediments, and Transfer of Material in the Estuary. *Effects of physical alterations*.
- Laboratorio de Modelación Ecológica. (2010). Análisis del impacto económico y social y objetivos de calidad ambiental del lago Budi. Informe Final. Departamento de Ciencias Ecológicas. Universidad de Chile.
- Lara, A., Contreras, F., Castañeda, O., Barba, E. y Perez, M. (2011). *Lagunas costeras y estuarios*.
- Lazo, R. 2008. *Estudio de los daños de los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.
- Maynard, N. (1977). Estuarine Processes: Circulation, Sediments, and Transfer of Material in the Estuary. *Introduction to sedimentary Processes I*.

- National Geophysical Data Center / World Data Service: NCEI/WDS Global Historical Tsunami Database. NOAA National Centers for Environmental Information [07/02/2021]
- Plafker, George & Savage, James. (1970). *Mechanism of the Chilean Earthquakes of May 21 and 22, 1960*. Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL. 81. 10.1130/0016-7606
- Rebolledo, G. (2006). *Dinámica del paisaje: Patrones y procesos para la planificación ecológica del borde costero de La Araucanía*. Tesis presentada para optar al grado académico de magíster en ciencias mención producción, manejo y conservación de recursos naturales. Universidad de Los Lagos.
- Rivas, D., Moreno, M. (2019). *Delimitación hidrográfica y caracterización morfométrica de la Cuenca del río Metica*. Auxiliar de investigación. Universidad Cooperativa de Colombia Sede Villavicencia. Programa de Ingeniería de sistemas.
- Rodríguez, C. (2005). Estudio del comportamiento hidrodinámico y aspectos de calidad de aguas del lago Budi. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.
- Roy, P.S., Thom, B.G. and Wright, L.D. (1980) Holocene sequences on an embayed high-energy coast: an evolutionary model. *Sed. Geol.*, 26, 1–19
- Sandoval, L. (2009). Intrusión salina en el lago Budi. Análisis hidrodinámico y estudio de la corriente de densidad. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias de la ingeniería, mención recursos y medio ambiente hídrico. Memoria para optar al título de ingeniero civil. Universidad de Chile.
- Salazar, P. (2017). *Tendencias climáticas y sus efectos en el golfo de Ancud por medio de las series de precipitación y temperatura más largas*. Memoria para optar al título profesional de geógrafa. Facultad de arquitectura y urbanismo. Universidad de Chile.
- SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile. Versión digital. Publicación geológica digital, No. 4, 2003. Base Geológica escala 1:1.000.000.
- Strahler, A. (1952). *Hypsometric (Area – Altitude) analysis of erosional topography*. Geological society of America Bulletin, 63 no. 11;1117-1142.
- Stuardo, J., Valdovinos, C. (1989) “Estuarios y lagunas costeras: Ecosistemas importantes del Chile central”. *Amb y Des*, 1, pp 107-115
- Valdovinos, C., & Stuardo, J. R. (1988). *Morfología, sistemática y distribución del género Plectostylus Beck 1837 (Pulmonata: Bulimulidae)*. *Gayana*, 52, 115–195.
- Vargas, G., Farías, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S., Melnick, D. (2011). *Coastal uplift and tsunami effects associated to 2010 Mw 8.8 Maule earthquake in Central Chile*. *Andean Geology* 38 (1): 219-238.

- Watanabe, T., & Karzulovic Kokot, J. (1960). *Los movimientos sísmicos del mes de mayo de 1960 en Chile*. Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, 17(17), Pág. 39-87, láms., mapas.