



UNIVERSIDAD NACIONAL ANDRÉS BELLO

Facultad de Ingeniería

Carrera de Geología

**CONTRIBUCIÓN AL GEOPATRIMONIO DEL SECTOR  
PUERTO GUADAL - MALLÍN GRANDE, SUROESTE DEL  
LAGO GENERAL CARRERA:**

**Identificación de sitios de interés geológico, paleontológico y geomorfológico**

Memoria de pregrado para optar al título de Geóloga

Aracely Solange González Pizarro

**Profesor Guía**

Manuel Suarez Dittus

**Miembros de la Comisión**

Jean-Baptiste Gressier

Patricio Zambrano

Santiago de Chile

2022

*“Nada en este mundo debe ser temido... solo entendido. Ahora es el momento de comprender más,  
para que podamos temer menos”*

*Marie Curie*

## Agradecimientos

Primeramente, agradecer a mi profesor guía Manuel Suarez por su buena disposición a resolver dudas, dar nuevas ideas y generar reuniones con expertos para apoyarnos dentro del grupo de trabajo. De igual manera al profesor Jean-Beaptiste por aconsejarnos, guiarnos en las reuniones semanales y sus retroalimentaciones, así como a Patricio Zambrano por sus aportes con nuevas ideas al momento de presentarle mi trabajo.

A mis padres por apoyarme a lo largo de la carrera y su paciencia durante mis temporadas de prueba y/o trabajos dándome un espacio de tranquilidad en casa para hacer mis deberes. A mi tía y mi abuelo por siempre desear lo mejor para mí y su enorme ayuda que me permitió costear mis estudios. A mi querido hermano por siempre estar guiándome y dándome consejos cuando no sabía qué hacer y por sus charlas motivacionales para sacar adelante las asignaturas o prácticas profesionales en conjunto de Nacho cuando se ponían complejas. A mi perrita Celestita, por llenarme el corazón con sus locuras y alegría, y que siempre permanecía a mi lado mientras hacía mis deberes o estudiaba, si es que no se encontraba haciendo alguna maldad.

A quienes se volvieron grandes amigos: La Clau y la Fran, mi hermoso grupo de trabajo, siempre preguntando si se podía trabajar de a 3 y usando figuras de nosotras en las presentaciones, gracias por su compañerismo, responsabilidad y los buenos momentos que me dieron. A la Yuyu, por todos esos numerosos días de horas y horas en zoom haciéndonos compañía, aunque a veces hablábamos más de lo que trabajábamos, pero las risas no faltaban y los chismes tampoco, gracias por tu apaño y escucharme siempre. Al Alejandro, mi compañero de fotos en los terrenos y salidas con los de intercambio, gracias por ser tan buen amigo, por tu confianza y por apañar siempre que se te necesita. Al Camilo y al Brandon, que si bien nos acercamos ya en las últimas instancias de universidad, hemos podido hacer muchas cosas juntos (sobre todo chanchar) pasando momentos muy entretenidos juntos, agradezco haberme hecho su amiga y les tengo harto cariño. A Leslie, gracias por tu amistad, y te agradezco por esas veces que me ayudaste a probar los resultados de las descargas de este trabajo. Y, por último, a esa persona que permaneció conmigo en todos los años de universidad, amándome y apoyándome siempre en las buenas y en las malas, gracias por todas las enseñanzas que me llevo conmigo.



## **Resumen**

Durante los últimos años se han fomentado las iniciativas del desarrollo de inventarios y registros de geositios con el fin de preservar, conservar, difundir y valorar zonas con relevante conocimiento para la ciencia y educación. El presente trabajo de tesis tiene por objetivo contribuir al potencial geopatrimonial y geoturístico del sector occidental del Lago General Carrera perteneciente a la región de Aysén mediante un trabajo de gabinete utilizando como base la metodología de Brilha 2016 para la selección y cuantificación de geositios y sitios de biodiversidad.

El área de estudio ( $46^{\circ}30' - 47^{\circ}00'S$  y  $72^{\circ}20' - 73^{\circ}00'W$ ) posee una estratigrafía que comprende rocas metasedimentarias del Devónico- Carbonífero (Complejo Metamórfico Andino Oriental), rocas volcánicas y volcanoclasticas del Jurásico Superior – Cretácico Inferior bajo (Formación Ibáñez), rocas sedimentarias y piroclásticas del Titoniano - Berriásano con huesos de cocodrilos primitivos (especie *Burkesuchus mallingrandensis*) y con huesos de dinosaurios identificándose en la actualidad 4 especies dentro del cual se destaca el *Chilesaurus diegosuarezi* (Formación Toqui), depósitos fluviales del Paleoceno Superior y Eoceno inferior (Formación Ligorio Márquez y Formación San José respectivamente), depósitos sedimentarios de mar somero del Oligoceno Superior - Mioceno Inferior que incluye una gran variedad de invertebrados fósiles (Formación Guadal) y depósitos fluviales del Mioceno Inferior alto que contiene la presencia de vertebrados del Santacrucense (Formación Santa Cruz) (De la Cruz & Suárez, 2006; Novas *et al.*, 2015, 2018, 2021). Su destacado valor paleontológico convierte al sector en la segunda localidad sudamericana del Jurásico tardío con mayor abundancia de restos de dinosaurios (Salgado, y otros, 2008) y posee una geomorfología que genera paisajes atractivos para la población que incluyen la presencia de terrazas y deltas tipo Gilbert, además de la emblemática Capilla de Mármol cuya morfología se debe a procesos kársticos y erosión del lago General Carrera.

# Índice

Capítulo 1: Introducción.....	5
1.1 Consideraciones generales.....	5
1.2 Objetivos.....	6
1.2.1 Objetivo general .....	6
1.2.2 Objetivos específicos .....	6
1.2 Metodología.....	7
1.3 Ubicación y acceso .....	10
Capítulo 2: Marco Geológico.....	11
2.1 Geología Regional .....	11
2.1.1 Unidades metamórficas.....	11
2.1.2 Unidades estratigráficas .....	12
2.1.3 Unidades intrusivas .....	20
2.1.4 Unidades no consolidadas.....	22
2.2 Geomorfología.....	24
2.3 Geología Estructural .....	26
2.4 Evolución geodinámica .....	29
Capítulo 3: Marco teórico geológico.....	32
3.1 Depósitos volcánicos .....	32
3.1.1 Lahar .....	35
3.1.2 Coladas de lava .....	35
3.1.2.3 De Bloque .....	36
3.1.2.4 Almohadilladas .....	37
3.2 Tectónica de cuencas sedimentarias .....	37
3.2.1 Cuencas de antearco (Forearc basin) .....	37
3.2.2 Cuencas de intraarco (Intra-arc basin) .....	38
3.2.3 Cuenca de trasarco (Back-arc basin).....	38
3.1.2.4 Cuenca de antepaís (Foreland basin) .....	39
3.3 Depósitos glaciares .....	40
3.4 Sistema y depósitos fluviales.....	42
3.5 Deltas lacustres .....	44
3.6 Abanicos aluviales .....	46

3. 7 Antecedentes paleontológicos .....	48
3.7.1 Fósiles de Invertebrados .....	48
3.7.2 Fauna Santacruceña .....	51
3.7.3 <i>Chilesaurus diegosuarezi</i> .....	52
3.7.4 Trazas fósiles .....	54
Capítulo 4: Marco teórico de geopatrimonio .....	55
4.1 Geodiversidad .....	55
4.2 Geopatrimonio .....	55
4.3 Geoconservación .....	56
4.4 Geositio .....	56
4.5 Geoparques .....	57
4.6 Geoturismo .....	57
4.7 Georuta o ruta geológica .....	58
4.8 Geoherencia .....	58
4.9 Antecedentes .....	58
Capítulo 5: Resultados .....	60
5.1 Definición de objetivos .....	60
5.2 Inventario de potenciales geositios y sitios de geodiversidad .....	60
5.2.1 Lugar de interés arqueológico .....	61
5.2.2 Lugar de interés minero .....	64
5.2.3 Lugar de interés geomorfológico .....	71
5.2.4 Lugar de interés geológico .....	85
5.2.5 Lugar de interés paleontológico .....	99
5.3 Determinación de Geositios y Sitios de Geodiversidad .....	118
5.4 Evaluación cuantitativa .....	119
5.5 Rankings .....	121
5.6 Ruta geológica .....	123
Capítulo 6: Discusión .....	127
Capítulo 7: Conclusión .....	129
Bibliografía .....	131
Anexo .....	141

## Índice de figuras

Figura 1. Criterios de selección a considerar para geositios y sitio de geodiversidad según Brilha (2016). Elaboración propia .....	8
Figura 2. Mapa de localización de la zona de estudio. En la imagen de izquierda el color amarillo representa la Región de Aysén y la imagen de la derecha el área de estudio. Elaboración propia .....	10
Figura 3. Columna estratigráfica generalizada de la Fm Toqui. (Suárez et al. 2015) .....	15
Figura 4. Columna estratigráfica de la Formación Ligorio Márquez en su localidad tipo. Extraído de Suarez et al, (2000a).....	17
Figura 5. Perfil topográfico de la Cordillera Patagónica central que muestra parte del lecho del Lago General Carrera. Las líneas segmentadas en vertical indican la separación de dominios geomorfológicos. Extraído de Scalabrino et al., (2010). .....	25
Figura 6. Mapa geomorfológico de la Región de Aysén. Modificado de Scalabrino et al., (2010).....	25
Figura 7. Mapa geológico regional de Patagonia central al sur de los 42°S. Donde de muestran distintos tipos de estructuras principales y centros eruptivos. Donde, PT: Punto Triple, ZFLO: Zona de Falla Liquiñe - Ofqui, ZFM: Zona de Falla de Magallanes, FPCP: Faja Plegada y Corrida de la Patagonia CHN: Campos de Hielo Norte, CHS: Campos de Hielo Sur, CMO: Complejo Metamórfico Occidental, CMAO: Complejo Metamórfico Andino Oriental, SVS: Secuencia Volcano – Sedimentaria, CO: Complejo de Ofiolitas, BP: Batolito Patagónico, PMCA: Provincia Magmática Chon Aike. Línea punteada blanca: límite político de Chile; círculos negros: localidades de Chile. Coordenadas en latitud y longitud Sur. Basado en Suárez et al., 1985; Pankhurst et al., 1998; Angermann et al., 1999; Thomson et al., 2001; Stern, 2004; Hervé et al., 2007; Charrier et al., 2007; Vargas et al., 2013, y modificado de Boetch, 2014.....	27
Figura 8. Columna esquemática de la secuencia estratigráfica al sector oriental de la zona de estudio con sus respectivas edades y relaciones de contacto entre ellas. Consideración general: Solo se representan las edades a las que corresponde cada Formación, indicando con una paraconformidad o discordancia en donde falta una continuidad en la edad cronoestratigráfica (hiatus). Elaboración propia .....	28
Figura 9. Perfil oriental de la Carta Puerto Guadal – Puerto Sánchez, indicando el sector usado de base para la confección de las columnas elaboradas en la Figura 8. (De la Cruz & Suárez, 2006).....	29
Figura 10. Migración del magmatismo desde el Batolito Patagónico Central, Batolito Subcordillerano y el Batolito Patagónico en su posición actual. Extraído de Mpdozis & Ramos (2008) .....	31
Figura 11. Sección del diagrama de clasificación que ilustra los tipos de fragmentos que forman un depósito volcanoclástico, y los tipos de depósitos volcanoclásticos primarios y secundarios. Extraído de Murcia et al., (2013)33	33
Figura 12. Geometría de depósitos volcánicos básicos: depósitos de caída, depósito de flujo o colada y depósito de oleada. Modificado. Extraído de Pujadas, Brusil, & Pedrinaci (1999) .....	33
Figura 13. Bosquejo de Lockwood y Lipman (1980) que muestra un corte de un flujo "A'a", en sección, que se ha desplazado a través de una zona con vegetación.....	36
Figura 14. Sección transversal de depósito de bloque. Extraído de Harris y Rowland (2015).....	37
Figura 15. Cuencas tectónicas sedimentarias de placa convergente. Extraído de Sorkhabi (2019).....	39

Figura 16. Geoformas formadas por erosión de glaciares alpinos. (Tarbuck & Lutgens, 2005) .....	41
Figura 17. Clasificación de morrenas de acuerdo con su localización dentro de un valle. Imagen encontrada en Fernandez García (2018). .....	42
Figura 18. Terrazas formadas por la erosión en vertical de una corriente como respuesta a un descenso o levantamiento del nivel base. (Tarbuck & Lutgens, 2005) .....	43
Figura 19. Tipos de sistemas de canales. (Brice, 1975) .....	44
Figura 20. Estructura de un delta simple que se forma en las aguas relativamente tranquilas de un lago. Extraído de Tarbuck & Lutgens (2005). .....	45
Figura 21. Diagrama que muestra la nomenclatura morfológica de los componentes de deltas. (Bell C. , 2009) .....	46
Figura 22. Zonas de un abanico aluvial y perfil longitudinal del mismo. Extraído de Gomez Villar (1996). .....	48
Figura 23. Extraído de Novas et al., 2018. Dibujo de Gabriel Lio. La escala mide 1 metro .....	54
Figura 24. Ubicación de LI-01 Pintura Rupestre Río Müller.....	61
Figura 25. Pinturas Rupestres Río Müller. Extraído de Sade & Catañeda, 2017 .....	62
Figura 26. b) instrumento multifuncional (cuchillo- raspador- raedera) en calcedonia, c) cepillo en mármol-filita, d) raspador sobre lámina, e) núcleo de cuarcita, f) lámina cubierta de pátina calcárea, g) raspador en cuarcita, h-i) percutores, j) hacha (pulida y grabada), k) registro in situ hacha, l-m) detalle grabados hacha. Extraído de Sade & Catañeda, 2017. ....	63
Figura 27. Ubicación de LI-02 Campamento minero Puerto Cristal .....	64
Figura 28. Planta de procesos. Imagen extraída de Dolores et al., 2019 .....	66
Figura 29. Interior de laboratorio. Imagen extraída de Dolores et al., 2019.....	66
Figura 30. Cementerio Puerto Cristal. Fuente: Proyecto CONICYT-PIA Soc 1403. Trabajo de terreno, enero 2018. Extraído de Brito, A (2020).....	67
Figura 31. Ubicación de LI-03 La mina Escondida de Puerto Guadal.....	68
Figura 32. Planta de tratamiento. Imagen tomada por Fernández C. y Rodrigo Suárez Ch.....	69
Figura 33. Túnel de extracción de material. Imagen tomada por Fernández C. y Rodrigo Suárez Ch. ....	70
Figura 34. Hojas del árbol lenga en otoño. Imagen tomada por Fernández C. y Rodrigo Suárez Ch. ....	70
Figura 35. Señalizaciones de Línea de rifles. Imagen tomada por Fernández C. y Rodrigo Suárez Ch. ....	70
Figura 36. Ubicación de LI-04 Capillas de mármol .....	72
Figura 37. Cara oeste de Capilla de mármol en donde se forma un pliegue en forma de arco. Fotografía tomada por Sebastián Torres.....	73
Figura 38. Se observa el bandeoamiento y diversidad de colores de la Capilla de mármol. Fotografía tomada por Felipe Cabello el 8 de junio del 2013.....	74
Figura 39. Las líneas puntiagudas representan estrías y las formas cóncavas en rojo representan marcas de arranque originados por el paso de glaciares. Imagen e ilustración extraída de Guía para entender la geología del Santuario de la Naturaleza Capillas de Mármol.....	74
Figura 40.Ubicación de LI-05 Delta El León .....	75

Figura 41. Ubicación de LI-06 Morrena glaciar El Plomo .....	78
Figura 42. En el mapa se visualiza la ruta del sendero a seguir hasta la cascada desde la ruta 265 en conjunto de su perfil de elevación. Imagen extraída de es.wikiloc.com .....	79
Figura 43. Cascada Los Maquis. Fotografía tomada por Roberto Angel G en marzo, 2018 .....	80
Figura 44. Ubicación de LI-08 Sistema de paleodeltas del Río Dunas .....	82
Figura 45. Esquema de terrazas identificadas en el Río Dunas. Imagen extraída de Bell (2009).....	83
Figura 46. Vista en planta de deltas lacustres del Río Dunas. Imagen extraída de Bell (2009). .....	84
Figura 47. Componentes de los deltas del Río Dunas. Imagen extraída de Bell (2009).....	84
Figura 48. Ubicación de LI-09 Granito El León .....	86
Figura 49. Se observa de color anaranjado el plutón Granito El León, de color rosado el CMAO y de color amarillo depósitos fluviales. Fotografía y esquema extraído de Andrade (2018).....	87
Figura 50. Perfil transversal E-W de Granito El León (color rojo) en contacto por falla inversa y de tipo intrusivo con el CMAO (color rosado). Editado de Andrade (2018).....	87
Figura 51. Ubicación de LI-10 Plutón El Plomo.....	88
Figura 52. Ubicación de LI-11. En color rojo se observa el segmento en donde se encuentran distribuidos los diques del LI.....	91
Figura 53. Dique subvolcánico. Imagen extraía de Google Earth. Imagen adquirida por Manuel Suarez. ..	92
Figura 54. Ubicación de LI-12 Plegamiento Santa Cruz y Falla Elcira .....	93
Figura 55. Ubicación de LI-13 Cerro Negro .....	95
Figura 56. Imagen extraída de Riveros (2020) donde se observa la vista hacia el Cerro Negro (CN) y en la imagen izquierda las disyunciones columnares que presenta. ....	96
Figura 57. Ubicación de LI-14 Complejo plutónico Paso Las Llaves .....	97
Figura 58. Contacto entre el Complejo plutónico Paso Las Llaves de color rojo y Formación Ibáñez de color azul. Extraído de Valenzuela (2017) .....	98
Figura 59. Ubicación de LI-15 Sitio fosilífero Toqui .....	99
Figura 60. Esqueleto anatómico de <i>Burkesuchus mallingrandensis</i> . Extraído de Novas et al., 2021 .....	101
Figura 61. Esqueleto anatómico de <i>Chilesaurus diegosuarezi</i> . Extraído de Novas et al., 2015 .....	101
Figura 62. Ubicación de LI-16 Sitio fosilífero de mamíferos extintos.....	103
Figura 63. Ubicación de LI-17 Sitio fosilífero de invertebrados marinos .....	106
Figura 64. Fósil (izquierda) e impresión (derecha) de bivalvo. Imagen extraída de Trekking Campo Fosiles, (s.f.). ..	108
Figura 65. Fósiles de turritela e impresiones de ammonites y turritellas. Imagen extraída de Sendero Los Fósiles, Puerto Guadal (2021) .....	108
Figura 66. Rutas sugeridas para la zona de estudio que abarcan todos los geositios y sitios de biodiversidad propuestos. Elaboración propia.....	123
Figura 67. Lado A de tríptico “Ruta Geológica”. Elaboración propia .....	124
Figura 68. Lado B de tríptico “Ruta Geológica”. Elaboración propia .....	125

Figura 69. Vista del archivo descargado correspondiente al QR “Sendero y volantes informativos” en Google Earth desde un computador. Elaboración propia.....	125
Figura 70. Vista del archivo descargado correspondiente al QR “Sendero y volantes informativos” al hacer clic al lugar de interés “LI-17” en Google Earth desde un computador. Elaboración propia.....	126
Figura 71. Vista del archivo descargado correspondiente al QR “Sendero y volantes informativos” en Google Earth desde un celular. La imagen izquierda corresponde a la vista general, y la imagen derecha a la visualización una vez seleccionado el lugar de interés LI-11. .....	126
Figura 72. Porcentaje de geositios y sitios de geodiversidad de acuerdo con el tipo de valor asignado en el inventario. ....	128

## Índice de tablas

Tabla 1. Criterios para evaluación cualitativa de geositio y sitio de geodiversidad .....	9
Tabla 2. Fauna compuesta de macroinvertebrados de estratos marinos en Pampa Castillo (según Frassinetti y Covacevich (1999) .....	50
Tabla 3. Listado de la Fauna de Pampa Castillo .....	52
Tabla 4. Listado de geositios en el área de estudio.....	119
Tabla 5. Listado de sitios de geodiversidad con valor educativo y turístico en el área de estudio. ....	119
Tabla 6. Evaluación cuantitativa de geositios.....	120
Tabla 7. Evaluación cuantitativa de sitios de geodiversidad con potencial educativo. ....	120
Tabla 8. Evaluación cuantitativa de sitios de geodiversidad con potencial turístico .....	120
Tabla 9. Evaluación cuantitativa de riesgo de degradación en geositios y sitios de geodiversidad .....	121
Tabla 10. Tabla de puntajes obtenidos en la evaluación cuantitativa para cada geositio con su respectiva posición (ranking) .....	121
Tabla 11. Tabla de puntajes obtenidos en la evaluación cuantitativa para cada sitio de geodiversidad con potencial educativo con su respectiva posición (ranking) .....	122
Tabla 12. Tabla de puntajes obtenidos en la evaluación cuantitativa para cada sitio de geodiversidad con potencial turístico con su respectiva posición (ranking) .....	122
Tabla 13. Puntajes de la evaluación cuantitativa de riesgo de degradación para todos los geositios y sitios de geodiversidad con su respectivo ranking. Los de colores amarillentos representan aquellos sitios con un riesgo de degradación moderada y los de color celeste corresponden a sitios con un bajo riesgo de degradación.....	122

# Capítulo 1: Introducción

## 1.1 Consideraciones generales

El término geopatrimonio se ha intensificado en los últimos años a través de la creación de geoparques y proyectos de geoturismo en conjunto con un aumento del interés científico por el estudio de geositios y geomorfositios, esto ha permitido promover la conservación de elementos naturales no renovables que poseen un valor científico, natural, estético y educativo. Cabe destacar que, en nuestro país existe una gran geodiversidad de lugares que guardan el registro de la paleontología preexistente y los procesos geológicos, tectónicos y geomorfológicos que experimentó Chile al estar ubicado en el margen de placas convergentes desde hace más de 200 millones de años, por lo que estos sitios son de gran relevancia para ayudar a entender la historia de la Tierra, la evolución de la vida y a su vez ayudar a prever el futuro.

La enseñanza de la geología al público general se hace muy esporádicamente y no en forma sistemática. Actualmente existen instancias de divulgación a través de museos, conferencias realizadas por geocientistas, reportajes en medios de prensa, entre otros. En este sentido, el geopatrimonio cumple un rol importante para brindar a la población un mayor conocimiento, interés y aprecio por los rasgos geológicos y geomorfológicos generando un mejor entendimiento sobre los procesos o eventos geológicos que los afectan directamente como los aluviones, erupciones volcánicas, terremotos, etc.

Desde el año 2000 se han elaborado diversos inventarios y registros de sitios de interés geológico, los cuales han sido impulsados principalmente por la Sociedad Geológica de Chile (SGCH), el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), el Instituto Antártico Chileno (INACH), y universidades nacionales. Sin embargo, esta labor, incipiente, está tomando mayor desarrollo en la actualidad y los registros dieron cuenta de la poca representatividad y heterogeneidad de la geodiversidad chilena en donde se concentra un 27,2% de geositios en la Región Metropolitana, mientras que la Región de Aysén comprende solo un 0,8% de los geositios del país (Schilling, M. et al., 2015).

El área de estudio correspondiente al lado occidental del Lago General Carrera se encuentra en la zona austral entre los 46°30'-47°00'S y 72°20-73°00'W. Su registro rocoso comprende rocas principalmente metasedimentarias del Paleozoico y Triásico, rocas volcánicas del Jurásico al Holoceno y rocas sedimentarias marinas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y del Oligo-Mioceno destacándose el Complejo Metamórfico Andino Oriental, la Formación Ibáñez y la Formación Toqui (Figura 9), este último sobresale por su contenido de fósiles de vertebrados donde fue hallado una nueva especie de cocodrilo primitivo nombrada *Burkesuchus mallingrandensis* y el dinosaurio *Chilesaurus diegosauvarezi*, siendo este último el primer dinosaurio de edad Jurásica encontrado en Chile y que posee características de haber tenido una dieta herbívora y carnívora.

Si bien la zona de estudio ya es un lugar turístico falta diversificar y definir nuevos sitios de interés para abordar más áreas de la geología dentro del turismo del sector, resaltando más allá de la belleza paisajística como las Catedrales de mármol, sino también abordando aspectos de la paleontología, geomorfología y estructural que permitan conocer la historia geológica del lugar quitando el desaprovechamiento de la información geológica con respecto al turismo que existe actualmente. Para ello se realiza un reconocimiento, cuantificación cuantitativa y cualitativa, además de una valorización de sitios de interés geológico y sitios de geodiversidad del área de estudio para finalmente proponer rutas turísticas que permitan obtener un mayor acercamiento de la comunidad a esta zona en conjunto de un incremento en el conocimiento de los elementos geológicos que posee el área y un mapa que represente los resultados.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo general

Reconocer, caracterizar y cuantificar sitios de interés geológico, geomorfológico y paleontológico destacando la abundancia de fósiles de vertebrados e invertebrados característica de la zona de estudio, permitiendo a través de este método el acercamiento de la sociedad hacia las geociencias mediante la difusión por medio del turismo y educación.

### 1.2.2 Objetivos específicos

- Identificación de lugares de interés geológico, geomorfológico y paleontológico para clasificarlos y evaluarlos según el valor científico, turístico y/o educativo que posean.

- Descripción cualitativa de los geositios y sitios de geodiversidad propuestos.
- Análisis cuantitativo de los geositios y sitios de geodiversidad propuestos de acuerdo con su potencial científico turístico y/o educativo, en conjunto de su riesgo de degradación.
- Confección de volantes informativos de cada lugar de interés
- Desarrollo de rutas turísticas que contemplen los geositios y sitios de geodiversidad propuestos

## 1.2 Metodología

Este estudio corresponde a un trabajo de gabinete por lo que en su transcurso se cuentan con las siguientes herramientas: material bibliográfico, imágenes satelitales de Google Earth, fotografías y trabajos previos realizados en la zona de estudio. Por otra parte, para la selección de geositios también se considerará la experiencia de los pobladores de la zona, geólogos que hayan estudiado el área, operadores turísticos y agencias.

La metodología para utilizar es la propuesta por Brilha (2016), quien hace una clara distinción del concepto “geosito” como aquel lugar con valor científico, y “sitio de geodiversidad” como aquel lugar que posee un valor educacional, turístico y/o cultural. Para ambos conceptos la selección se inicia con una revisión bibliográfica de la geología del área de estudio para definir posibles geositios o sitios de geodiversidad. Posteriormente se confecciona un inventario elaborando una evaluación cualitativa y cuantitativa de cada sitio postulado, dentro del cual los geositios y sitios de geodiversidad tendrán diferentes criterios para ser evaluados. Como siguiente paso se procede a realizar una evaluación del riesgo de degradación de los lugares de interés postulados para finalmente elaborar un listado final de los lugares seleccionados que hayan aprobado todos los criterios.

### PASO 1

Brilha (2016) establece como primer paso la definición de objetivos abarcando el tema a tratar (patrimonio geológico, paleontológico, etc), el valor a considerar (educativo, turístico, científico, etc), la escala y el uso que se le quiera otorgar al trabajo.

## PASO 2

Para seleccionar posibles geositios o sitios de geodiversidad se debe cumplir con los criterios de selección de la Figura 1. En el caso de los geositios se debe considerar la importancia significativa al tema a estudiar (representatividad), rareza y la existencia de datos científicos del lugar. Por otra parte, para los sitios de geodiversidad se debe hacer una distinción entre los de valor educativo, los cuales deben considerar su capacidad de ser comprendido y su diversidad geológica, mientras que para los de valor turístico se debe considerar su potencial interpretativo y paisaje.



**Figura 1.** Criterios de selección a considerar para geositios y sitio de geodiversidad según Brilha (2016).

Elaboración propia.

## PASO 3

Se da comienzo al inventario a través de un formulario de caracterización (Tabla 1) para realizar una evaluación cualitativa de los potenciales geositios y sitios de geodiversidad. Posteriormente, se continua con un listado final con la caracterización completa de cada geositios y sitios de geodiversidad.

Geositios	Sitios de geodiversidad
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Nombre del geosito</li> <li>• Ubicación geográfica (GPS)</li> <li>• Propietario (público o privado)</li> <li>• Protección legal</li> <li>• Accesibilidad</li> <li>• Fragilidad y vulnerabilidad (riesgo de degradación)</li> <li>• Descripción geológica</li> <li>• Características geológicas que lo convierte en geosito</li> <li>• Limitaciones eventuales a uso científico</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Nombre del sitio de geodiversidad</li> <li>• Ubicación geográfica</li> <li>• Propietario</li> <li>• Protección legal</li> <li>• Accesibilidad</li> <li>• Fragilidad y vulnerabilidad</li> <li>• Descripción geológica</li> <li>• Características de la geodiversidad con potenciales usos educativos y / o turísticos</li> <li>• Vínculos eventuales con bienes ecológicos y culturales</li> <li>• Limitaciones de uso eventuales</li> <li>• Condiciones de seguridad</li> <li>• Condiciones de observación</li> </ul>

**Tabla 1.** Criterios para evaluación cualitativa de geosito y sitio de geodiversidad

#### PASO 4

Se realiza una evaluación cuantitativa para disminuir la subjetividad, establecer prioridad y relevancia de los geositios (Anexo 1) y sitios de geodiversidad (Anexo 2 y 3). El puntaje final que obtenga cada geosito y sitio de geodiversidad se calcula en base a los pesos en porcentaje de cada parámetro evaluado en cada caso. Tomar en consideración que para efecto de este trabajo se omite en los geositios el parámetro de integridad propuesta en la metodología de Brilha debido a la falta de información actualizada para algunos de ellos. De la misma manera es omitido el parámetro de densidad de la población, logística, seguridad y nivel económico para la evaluación de sitios de geodiversidad puesto que son criterios poco prácticos de utilizar en una zona extrema como Patagonia. Así mismo, los porcentajes de peso para cada criterio señalados en Anexo 1 y 4 son modificados de la metodología original realizando una nueva proporción con los criterios que si son utilizados.

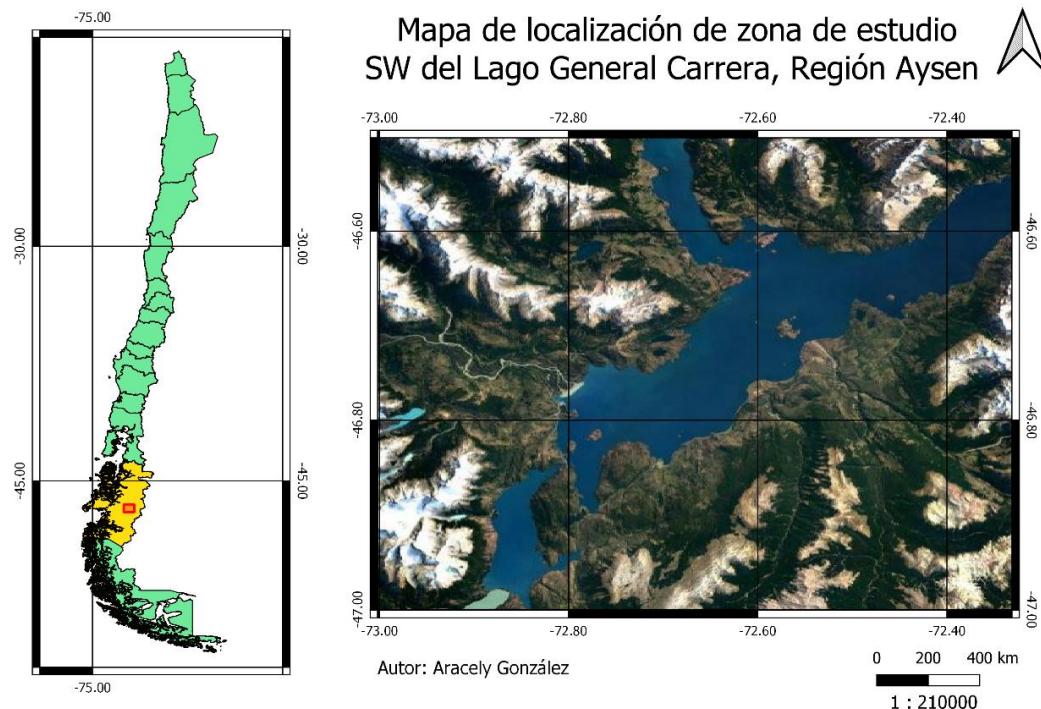
#### PASO 5

Finalmente, en la metodología de Brilha (2016) se hace una evaluación del riesgo de degradación considerando la posibilidad de pérdida de los elementos geológicos en el sitio considerando su vulnerabilidad y fragilidad (Anexo 5). Luego de acuerdo con el puntaje obtenido y el peso en porcentaje de cada criterio, si el sitio posee un puntaje final mayor a 200 puntos se considera que posee un riesgo de degradación bajo, para el caso de obtener un puntaje entre 201 a 300 puntos se establece un riesgo de degradación moderado, mientras que si posee un puntaje entre 301 a 400 se considera que el riesgo de degradación es elevado.

### 1.3 Ubicación y acceso

La zona de estudio corresponde al sector occidental del Lago General Carrera ( $46^{\circ}30' S$ ,  $72^{\circ}20' W$ ) ubicada en la Región de Aysén (XI Región) (Figura 2), perteneciente a la provincia General Carrera, abarcando parte de las comunas Chile Chico y Río Ibáñez, en donde se comprenden localidades tales como: Mallín Grande, Puerto Sánchez y Puerto Guadal.

Para acceder al área de estudio, específicamente a la zona de Puerto Guadal, el cual posee una distancia de 2140 km desde Santiago tomando la Carretera Austral (Ruta CH-7) en dirección sur hasta llegar al cruce El Maitén en donde se toma la Ruta CH-265 que se encuentra a 9 km de Puerto Guadal.



**Figura 2.** Mapa de localización de la zona de estudio. En la imagen de izquierda el color amarillo representa la Región de Aysén y la imagen de la derecha el área de estudio. Elaboración propia.

## Capítulo 2: Marco Geológico

### 2.1 Geología Regional

#### 2.1.1 Unidades metamórficas

##### **Complejo Metamórfico Andino Oriental (Devónico - Carbonífero)**

Se denomina Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), a un conjunto de rocas metasedimentarias polideformadas de bajo grado con intercalaciones de rocas ígneas máficas previas al Jurásico Medio-Superior, que afloran al Este del Batolito Patagónico, desde el LGC ( $46^{\circ}$  S), hasta el extremo norte de los Campos de Hielo Sur ( $49^{\circ}$  S) (Hervé F., 1993). En el área de estudio subyace a la Fm. Ibáñez y Fm. Ligorio Márquez presentando un contacto de discordancia angular y de erosión (De la Cruz & Suárez, 2006), además se encuentra intruido por diques y filones manto granodioríticos mesozoicos (De la Cruz, et al., 2004; Quiroz & Belmar, 2010). El CMAO se compone principalmente por depósitos turbidíticos deformados y cuerpos menores de calizas y metabasitas (Hervé F., 1993; Thomson & Hervé, 2002) (De la Cruz *et al.*, 2004) (De la Cruz & Suárez, 2006), presenta esquistos cuarzo-muscovita y micáceos, filitas, mármol de bajo grado (con facies de prehnita-pumpellyita a esquistos verdes) y cuarcitas (Bell & Suárez, 2000; De la Cruz et al., 2004). Con respecto a su edad, en el sector occidental de la zona de estudio se encuentra emplazado por el Granito El León del Carbonífero Superior, y a partir dataciones K-Ar en anfibolitas se le ha otorgado edades  $389 \pm 28$  y  $341 \pm 15$  Ma (JICA/MMAJ, 1991) asignando al CMAO una edad Devónico - Carbonífero. Por otro lado, al complejo metamórfico se le asigna un segundo protolito con una edad Pérmico tardío – Jurásico temprano que se obtuvo con un análisis de circones detríticos obtenidos de metaareniscas, a través del método U-Pb SHRIMP y se le ha asignado una edad máxima de 265 Ma (Thomson et al., 2000).

El origen del CMAO es considerado como sedimentos depositados en un margen pasivo como “backstop” (límite reológico entre la corteza y el prisma en el cual no hay deformación) donde los sedimentos corresponden a rocas generadas en un margen activo (límite de placas tectónicas en colisión en donde la corteza se deforma o pliega) (Augustsson & Bahlburg, 2002). Este se habría formado debido a procesos de deformación, metamorfismo y plutonismo

sintectónico, asociado a la subducción de la litósfera oceánica, colisión y amalgamación de terrenos en el margen occidental de Gondwana (Miller, 1984; Townley et al., 2000). Por otra parte, de las litologías que componen al CMAO se interpreta que su protolito corresponde a areniscas, lutitas, conglomerados, calizas y probablemente tobas y/o lavas) que se habrían desarrollado en un ambiente subáctico (De la Cruz & Suárez, 2006).

### **2.1.2 Unidades estratigráficas**

#### **Formación Ibáñez (Jurásico Superior - Cretácico Inferior bajo)**

Corresponde a una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas principalmente silíceas a intermedias con potentes niveles ignimbíticos y espesor máximo estimado de 1900 metros que se distribuye desde Futaleufú ( $43^{\circ}$  S), hasta el lago O'Higgins ( $49^{\circ}$  S) (De la Cruz & Suárez, 2006). La formación sobreyace mediante inconformidad al Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), subyace concordante y engrana a la Fm. Toqui (De la Cruz et al., 2004; Suárez et al, 2009), además en algunas localidades subyace a la Formación Ligorio Márquez. Por otra parte, las edades radiométricas de la Formación Ibáñez y el registro fósil de ammonites berriasiános en la Formación Toqui indican una interdigitación entre ellas (Suárez et al., 2009).

Se compone por una secuencia volcánica y una secuencia sedimentaria, donde las principales litologías corresponden a ignimbritas, tobas de caída riolíticas y dacíticas, lavas dacíticas a basálticas, domos dacíticos a riodacíticos, presentando en menor medida intercalaciones de tobas, tufitas, calizas y brechas matriz soportadas (De la Cruz & Suárez, 2008; Quiroz & Bruce, 2010). Además, en el área de estudio posee 2 asociaciones de facies: (1) de brechas caóticas basales en los niveles inferiores, los cuales están constituidos por esquistos micáceos y metacuarцитas del CMAO, ignimbritas riolíticas y dacíticas que afloran en Puerto Río Tranquilo y al suroeste de la confluencia de los ríos Los Maitenes y Las Horquetas; (2) intercalaciones volcanosedimentarias bien estratificadas al sur del LGC las cuales están compuestas por tobas de caída, ceniza, cristales y lapilli, tufitas e ignimbritas riolíticas (De la Cruz & Suárez, 2006). Dataciones radiométricas U/Pb SHRIMP en zircones del techo de la Formación,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar en biotitas, dieron a conocer edades de  $140 \pm 1.0$  y  $136.1 \pm 1.6$  Ma (Suárez et al., 2009) asignándole a la Formación una edad correspondiente al Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

La Formación Ibáñez representa la actividad explosiva asociada a subducción durante periodos de rifting previos al desmembramiento de Gondwana (Suarez et al., 1999; Quiroz D. , 2000; Suárez et al.,2009). De esta manera, corresponde a los productos de calderas, estratovolcanes y conos subaéreos, sedimentos fluviales y de abanicos aluviales, los cuales se habrían depositado en cuencas de hemigraben, sincrónicas con el volcanismo activo ácido y de carácter explosivo, sobre rocas del CMAO (De la Cruz et al, 2004).

### **Formación Toqui (Titoniano-Berriásano)**

En la zona de estudio es descrita como una secuencia clástica de 300-320 m de espesor que no presenta techo (Suárez y De la Cruz, 2006) y se encuentra comprendida por calizas fosilíferas, areniscas y tufitas (Riveros, 2020). Corresponde a la base del Grupo Coyhaique y se distribuye en el distrito Mina El Toqui y zonas cercanas a la localidad Mallín Grande (Miranda, 2021). Su contacto hacia la base es descrito como concordante e interdigitado con rocas de la Fm. Ibáñez (Suárez et al., 2010), mientras que hacia su techo en la zona de estudio subyace con discordancia angular a la Fm. Ligorio Márquez del Paleoceno Superior - Eoceno inferior (De la Cruz & Suárez, 2006).

La edad de la Fm. El Toqui se ha definido mediante el reconocimiento de fósiles guía, encontrados tanto en las secuencias clásticas como en las calcáreas, otorgándole estos una edad perteneciente al Titoniano-Berriásano (Covacevich et al., 1994; De la Cruz et al., 1996; De la Cruz et al., 2003), además dataciones de U-Pb SHRIMP en zircón de los dos miembros superiores de la formación arrojan edades de  $148.7 \pm 1.4$ ,  $147.9 \pm 1.5$  and  $147.0 \pm 1.0$  asignando a la Formación Toqui al Titoniano (Suárez & De la Cruz, 1994) (Suarez M et al., 2016).

En el área de estudio se identifican cuatro asociaciones de facies (De la Cruz & Suárez, 2006): (1) Asociación calcáreo-arenosa, compuesta por calizas, limolitas con intercalaciones de tufitas y conglomerados, además de la presencia de estromatolitos y trazas fósiles. A esta asociación se le interpreta a un ambiente marino somero con una baja tasa de sedimentación. (2) Asociación de areniscas, brechas y tobas rojas, con fósiles de vertebrados, el cual posee 100 m de espesor y está compuesta por areniscas, brechas arenosas y conglomeráticas volcanoclásticas de color verde, con bancos de tobas de lapilli e ignimbritas rojizas y destaca por su contenido de

fragmentos de dinosaurios tales como el *Chilenosaurus diegosuarezi* (Salgado, y otros, 2008; Novas F. , y otros, 2015; Chimento Ortiz, 2018), troncos fósiles (*Podocarpoxylon sp*), trazas horizontales y verticales (*thalassinoides* y *skolithos*) (Figura 3). Para esta asociación se interpreta un ambiente de deposición continental y en algunas partes marino somero cercano a centros volcánicos activos (3) Asociación de areniscas, brechas y tobas verde con espesor mínimo de 150 m, compuesto por areniscas volcánicas, brechas conglomerádicas y tobas finamente estratificadas, que alternan con tobas ignimbríticas de color gris, dentro del cual algunas presentan foliación eutaxítica. Se asocia un ambiente cercano a centros volcánicos activos con una acumulación subáqua de manera local. (4) Asociación volcanoclástica con fósiles de invertebrados, esta presenta una potencia de 40 metros y aflora en dos sectores: norte y suroeste, al norte se encuentra constituido por tobas, tufitas y brechas volcánicas que incluye la presencia de belemnites y restos de conchas fosiles, mientras que al suroeste se compone por brechas volcánicas conglomerádicas y conglomerados brechosos que incluyen fosiles de bivalvos y belemnites. A esta asociación se le interpreta un ambiente costero en los márgenes de centros volcánicos activos y con zonas inundadas por el mar.

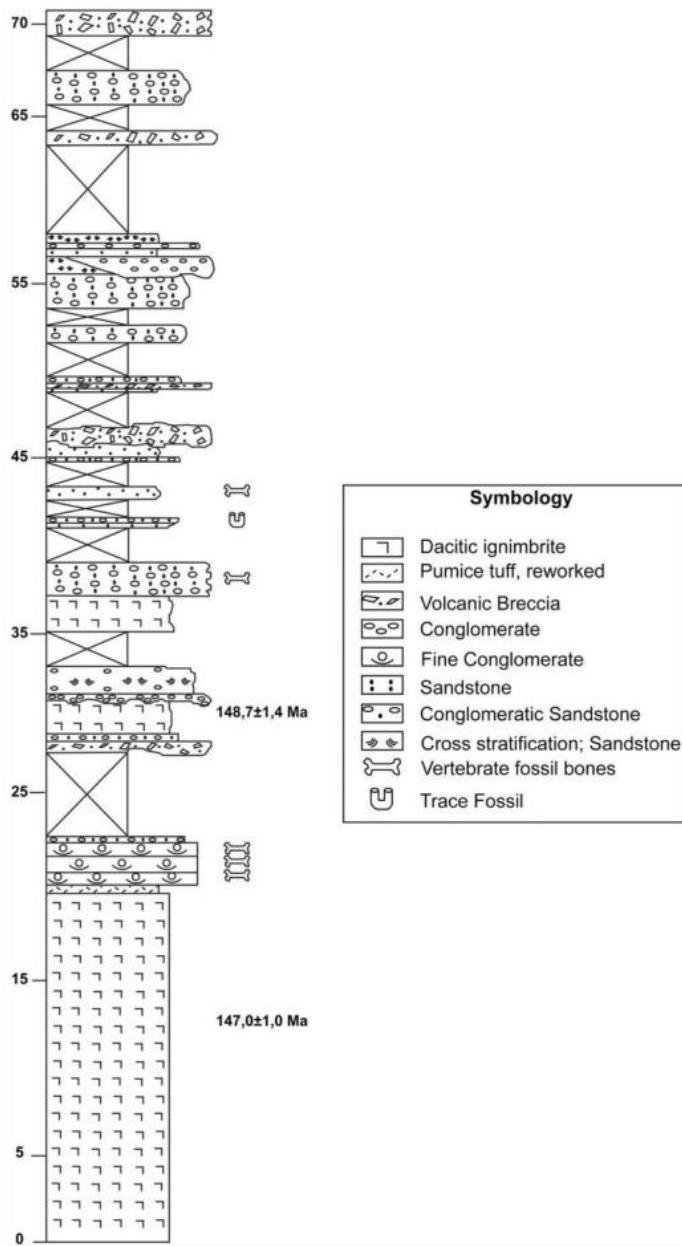


Figura 3. Columna estratigráfica generalizada de la Fm Toqui. (Suárez et al. 2015)

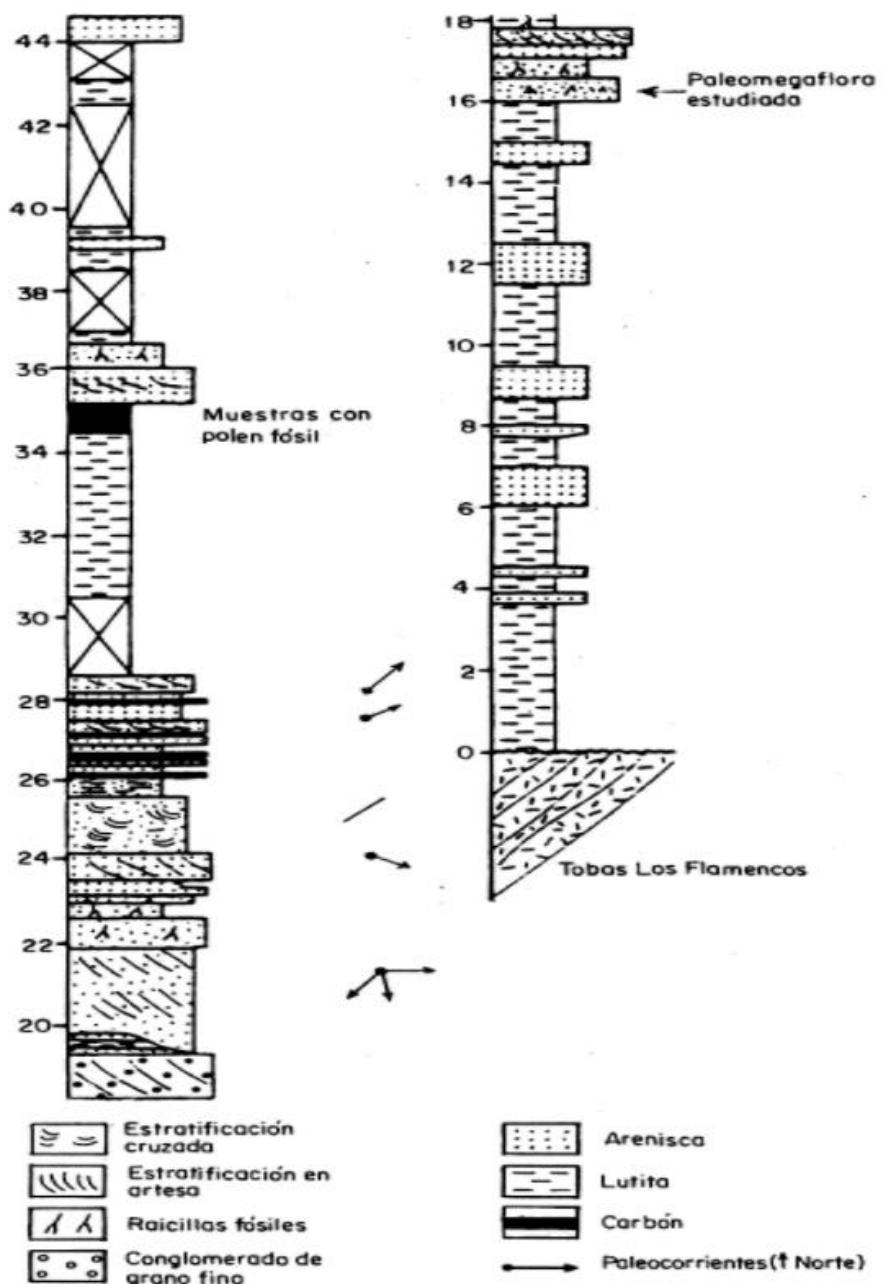
### Fm. Ligorio Márquez (Paleoceno Superior)

La Fm. Ligorio Márquez corresponde a una unidad de areniscas de cuarzo con intercalaciones de lutitas, lutitas carbonosas, fangolitas y de carbón (Figura 4) (De la Cruz & Suárez, 2006) que aflora en la zona oriental del área de estudio y al norte y sur de las nacientes del río Las Horquetas, el cual presenta un espesor mínimo de 200 m. La Formación sobreyace en discordancia angular al CMAO, Formación Ibáñez, y Formación Toqui. Por otro lado, infrayace concordantemente a la Formación San José (De la Cruz et al., 2004; De la Cruz & Suárez, 2006).

Si bien no aparece en la columna y perfil (Figura 8 y 9) esta unidad también sobreyace en discordancia a la Formación Toqui

La Formación comprende principalmente areniscas y conglomerados de cuarzo con estratificación cruzada de color blanquecino, cuyos componentes presentan, en general, buena selección y redondeamiento. Se logran describir 3 unidades: la unidad inferior compuesta por limolitas gris verdosas intercaladas con arenisca, la unidad media representada por areniscas conglomeráticas intercalada con capas delgadas de limolitas, presencia de fósiles de plantas bien conservadas, y estructuras de estratificación cruzada planar en las areniscas, y por último la unidad superior compuesta por limolitas carbonosas y pocas capas de carbón intercaladas. Debido al contenido paleoflorístico, particularmente al de *Bignonia gigantifolia*, se le asigna a esta Formación una edad de Paleoceno Superior y un clima tropical a subtropical (Suarez et al., 2000a; Troncoso *et al.*, 2002)

Se interpreta que el ambiente deposicional inicial de esta Formación corresponde a una cuenca de antepaís (wedge top, zona proximal de los sistemas de antepaís que contiene los depósitos del frente orogénico exhumado) desarrollada al este del frente orogénico, en donde los depósitos se acumularon a partir de ríos trenzados, abanicos aluviales y lagos efímeros distales a la fuente de origen que posteriormente fueron plegados y fallados por el tectonismo que generó la cuenca de antepaís (Suárez & De la Cruz, 2000). Además, mediciones en la estratificación estiman que la proveniencia de los depósitos sería de altos topográficos proveniente de rocas de la Formación Ibáñez estimándose un levantamiento del terreno hacia al oeste (De la Cruz & Suárez, 2006).



**Figura 4.** Columna estratigráfica de la Formación Ligorio Márquez en su localidad tipo. Extraído de Suarez et al., (2000a)

### Formación San José (Eoceno Inferior)

La Fm. San José (Flint et al., 1994) corresponde a una unidad continental caracterizada por la presencia de paleocanales con una potencia mínimo de hasta 120 m y espesores variables entre 80 y 200 m que se localiza a 10 km al este de la localidad de Puerto Guadal. Sobreyace

concordantemente a la Fm. Ligorio Márquez y subyace, en paraconformidad, a la Fm Guadal (De la Cruz & Suárez, 2006). Es definida como una unidad volcanoclástica compuesta esencialmente por limolitas y areniscas muy finas a finas, con intercalaciones canalizadas de areniscas y conglomerados, y subordinadamente incluye tobas de ceniza y lapilli (De la Cruz R et al., 2003). Su sección basal posee un color amarillento verdoso y se compone por conglomerados clasto-soportados de base erosiva y areniscas de grano grueso, que pasan estratigráficamente hacia arriba a una alternancia de limolitas rojas y púrpuras y bancos de areniscas. Por otro lado, la parte superior presenta en general un color rojizo a amarillento y se compone esencialmente por limolitas con paleocanales llenos de arenisca y conglomerado, y algunos diques andesítico-basáltico (De la Cruz & Suárez, 2006).

La edad asignada a esta formación corresponde al Eoceno inferior (Flint et al, 1994) debido a su contenido paleoflorístico y la ausencia o escasa representación de *Nothofagus* (Troncoso *et al.*, 2002), además, por tener muchas afinidades con la flora de Río Pichileufú (De la Cruz et al., 2004). Por otra parte, se interpreta un ambiente de deposición de llanuras de inundación y sistemas fluviales de carácter meandriformes de alta sinuosidad en un ambiente volcánico con centros efusivos activos (Flint et al, 1994; De la Cruz & Suárez, 2006).

### **Formación Guadal (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)**

Definida por primera vez como “meseta Guadal Formation” o “Mesa Guadal Series” por Heim (1940). Se describe como una secuencia sedimentaria marina fosilífera ubicada al sureste del pueblo de Guadal, en la región suroccidental del LGC de color verde-pardusco con aproximadamente 110 metros de potencia (De la Cruz & Suárez, 2006). Posee un contenido fósil de invertebrados que se basa en bivalvos, gastrópodos, artrópodos, y braqueópodos (Frassinetti & Covacevich , 1999). De base a techo se encuentra compuesta por una asociación de 20 m que contiene limolitas y areniscas verdes granocreciente que presentan fósiles de fauna marina y flora (*Nothofagus*), además, estructuras como laminación cruzada y trazas de raicillas; sobre ella se tiene una asociación de 45 metros constituida de areniscas verdosas de grano fino con abundante contenido fósiles que comprende a bivalvos, turritelas, y rynchonellas; algunos son bancos de ostras de hasta 30 cm de diámetro y, localmente, de erizos intactos, además se reconoce capas que

fueron colonizadas por briozos los cuales coexistieron con algunos bivalvos, erizos y gasterópodos. Le siguen 27 metros de areniscas blanquecinas en la parte basal y areniscas verdosas hacia el techo con una granulometría de grano fino a medio y la presencia de estructuras, tales como, estratificación cruzada plana y asintótica, "foresets" de lodo, ondulitas simétricas, estructuras "herringbone", laminación heterolítica y de tipo flaser, y fragmentos de lodo, además contienen una gran cantidad de fósiles de ostras y subordinadamente otras especies de bivalvos con restos de crustáceos y erizos. Por último, en el techo se tiene una asociación de 13 metros constituida por limolitas con intercalaciones de areniscas de grano fino y medio a grueso, presentando laminación heterolítica y estratificación cruzada, además de la presencia de fósiles de invertebrados, equinodermos, huesos de cetáceos (Frassinetti & Covacevich , 1999; Flynn, y otros, 2002) y dientes de tiburón.

De acuerdo con el contenido de flora y fauna presente en esta formación se le asigna una edad de Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, además por su correlación estratigráfica y fosilífera con la Formación Monte León (Frassinetti & Covacevich , 1999), y una datación radiométrica utilizando el método U-Pb SHRIMP de 28 Ma, en una toba situada en la base de la Formación Guadal en Pampa Cosmelli (De la Cruz & Suárez, 2008). De acuerdo con las características de las asociaciones mencionadas anteriormente y su contenido fósil el ambiente depositacional de la formación se interpreta como depósitos de aguas marinas, someras, con facies mareales y relativamente cálidas, con episodios carbonatados que permitieron la proliferación de gran número de especies y que representa un registro transgresivo-regresivo con influencia de planicies fluviales y llanuras de inundación (Frassinetti & Covacevich , 1999).

### **Formación Santa Cruz (Mioceno Inferior alto)**

Descrita por primera vez en Argentina por Ameghino (1889) (Ameghino, 1889). La Fm. Santa Cruz se encuentra expuesta al sur de Pampa Cosmelli en contacto concordante sobre la Fm. Guadal, no presentando techo expuesto (De la Cruz y otros, 2003). Corresponde a una unidad sedimentaria de color púrpura a gris amarillento con una potencia mínima que varía entre los 900 y 1000 metros, constituida esencialmente por limolitas y areniscas muy finas y finas guijarrosas con intercalaciones lenticulares métricas de areniscas finas a conglomerádicas. Presentan

laminación horizontal y cruzada, estructuras ondulíticas, bioturbación, trazas fósiles y superficies con grietas de desecación (De la Cruz & Suárez, 2006).

La edad asignada a esta formación corresponde al Mioceno Inferior alto-Mioceno Medio obtenida mediante su contenido de restos fósiles mamíferos del SALMA (South American Land Mammal Age) Santacruciano (Flynn, y otros, 2002; Bostelmann & Buldrini, 2012) el cual se restringe entre los 18,2-15,6 Ma (Cuitiño, y otros, 2016). En la Formación se han identificado fósiles de Glyptodontes, mamíferos de tipo edentados, roedores, ungulados Astrapotheria, notoungulados Toxodontidae e Interatheriidae (De la Cruz & Suárez, 2006). Además, Suárez y otros (2015) obtuvieron una edad U-Pb similar de ~18 Ma en una toba situada en la Formación.

Los depósitos de la parte inferior de esta unidad se interpretan como depósitos de llanuras de inundación debido a la coloración rojiza de las limolitas, presencia de venas de yeso y algunas superficies arcillosas o silt drapes, en un ambiente fluvial de ríos meandriformes de alta sinuosidad, mientras que la parte superior corresponde a un sistema fluvial de baja sinuosidad, con areniscas, con canales amalgamados, estratificación cruzada planar y en artesas, bases erosivas, geometría lenticular y limolitas intercaladas que representan material de llanura de inundación bien drenado (Flint y otros, 1994). El cambio de sinuosidad refleja un proceso de acumulación de sedimentos en un sector con muy escasa pendiente y una acumulación en otro sector con una mayor pendiente lo cual puede ser por un efecto de un alzamiento al oeste (De la Cruz & Suárez, 2006).

### **2.1.3 Unidades intrusivas**

#### **Granito el León (Carbonífero Superior)**

Desde el punto de vista de De la Cruz y Suárez (2006) corresponde al único cuerpo intrusivo de edad Paleozoica descrito en la zona oriental de la Cordillera Patagónica. Se dispone intruyendo a esquistos y mármoles locales del CMAO y posee un contacto por falla en el borde oeste. Está compuesto principalmente por monzogranitos y granodioritas presentando cristales deformados de feldespato alcalino, cuarzo, anfíboles y biotitas, atribuido a propiedades cataclásicas, también incluye xenolitos con distintos grados de asimilación y bandas de cizalle aisladas. Al plutón se le asigna una edad mínima Carbonífero Superior mediante a las dataciones realizadas en muscovitas

secundarias que entregaron valores de aproximadamente 310 Ma en  $Ar40/Ar39$  y  $310 \pm 7$  Ma en análisis de K-Ar, lo cual indicaría la edad aproximada del metamorfismo dinámico (De la Cruz & Suárez, 2006). Por otra parte, en muestras de muscovita y biotita de rocas cataclásicas, se obtuvo un valor en K-Ar de  $302 \pm 7$  Ma.

### **Batolito Patagónico (Segmento del Cretácico Inferior)**

Rocas plutónicas ubicados en el sector occidental del área de estudio que representan el segmento Cretácico inferior del Batolito Patagónico. Se emplaza por el flanco oriental, mediante contacto intrusivo en el CMA (De la Cruz et al., 2004) y se encuentra localmente en contacto por falla con la Fm Ibáñez (De la Cruz & Suárez, 2006). El Batolito Patagónico se distribuye locamente en el área de estudio en unidades aisladas que fueron nombradas por De la Cruz y Suárez (2006) como: (1) Complejo plutónico Lago Plomo, asignado al Jurásico Superior que aflora desde el norte del Lago Bertrand hasta el Río Nef (Suárez & De la Cruz, 2001) constituidos por rocas con composiciones que varían de tonalitas, granodioritas de biotita y anfíbola. (2) Pórfidos riolíticos silicificados también pertenecientes al Jurásico Superior ubicados al este del lago Bertrand y de la localidad de Puerto Guadal cuya variación textural indica composiciones dacíticas o andesíticas. Del Cretácico inferior se reconocen: (3) Monzogranito Murta, correspondiente a un stock intensamente fallado de color rosado cuya granulometría varía de grano grueso a muy gruesos en algunos sectores y que se constituye por monzogranitos de biotita y anfibolita. (4) Monzodiorita Cuarcífera Villorroel de composición monzodiorita cuarcífera y diorita cuarcífera que intruye al CMAO y localmente a rocas de la Fm. Ibáñez, ubicado al este de Puerto Cristal cubriendo un área de  $4 \text{ km}^2$  y (5) Granito Puerto Cristal, siendo un plutón compuesto por monzogranitos gráficos, sienogranitos y tonalitas, de biotita que presenta una alteración intensa a sericitita, caolinita y clorita ubicado al oeste de Puerto Cristal que contiene microvetillas de sílice y limonita.

Respecto a su edad, en la zona noroccidental del área se registran valores K-Ar en biotita escasamente cloritizada de  $124 \pm 3$ ,  $118 \pm 3$  y  $116 \pm 3$  (Suárez & De la Cruz, 2001). Por otra parte, al sur del río El León las edades obtenidas son de  $121 \pm 3$  y  $120 \pm 3$  Ma. El Batolito Patagónico posee 20-130 km de ancho y 1.800 km de longitud aproximadamente (De la Cruz & Suárez, 2006) representando a uno de los complejos cordilleranos más grandes del mundo, el cual está asociado

a procesos de subducción que representan la evidencia de actividad magmática extendida por más de 150 Ma (Hervé et al., 2007).

### **Hipabisales andesíticos (Eoceno)**

Corresponden a cuerpos subvolcánicos y diques andesíticos, andesítico basálticos y basálticos (porfídicos) de 0,15 km<sup>2</sup> a 3,5 km<sup>2</sup> que afloran al sur del LGC e intruyen el CMA, Fm Ibáñez y Fm. Toqui. Se le asigna a esta unidad cuerpos subvolcánicos irregulares y filonianos fuertemente cloritizados; cuerpos elongados riolíticos y dacíticos de dirección norte-sur; y stocks y filones de composición andesítica y andesítica-basáltica. Dataciones en K-Ar en una andesita basáltica de piroxeno y anfibola indican una edad de  $41,9 \pm 2,1$  Ma. (De la Cruz & Suárez, 2006).

### **Complejo Plutónico Paso las Llaves (Mioceno Superior)**

Corresponde a un stock expuesto en la orilla sur del Lago General Carrera emplazado en rocas de la Fm. Ibáñez con una composición que varía desde granodiorita a gабro, contiene pegmatitas graníticas y xenolitos del CMAO, además de cavidades miarolíticas llenadas de cuarzo de aproximadamente 6 mm (De la Cruz & Suárez, 2006), estudios de la relación entre temperatura de homogeneización y salinidad equivalente de las inclusiones fluidas que llenan estas cavidades permiten sugerir una profundidad de cristalización de 2 km aproximadamente bajo la superficie (Vargas & Herve, 1994). Dataciones radiométricas K-Ar en biotita secundaria han entregado edades cercanas a los 10 Ma asignándose el periodo Mioceno Superior (Pankhurst et al., 1999; De la Cruz & Suárez, 2006). Además, una datación en trazas de fisión en circones también arroja un valor cercano a los 10 Ma. De acuerdo con Thompson et al., (2001) el complejo posterior a su emplazamiento sufrió un muy rápido enfriamiento desde 700°C a 280°C en un periodo de 1 Ma, lo que puede explicarse por un evento de rápida exhumación asociada a un evento tectónico extensivo

#### **2.1.4 Unidades no consolidadas**

#### **Pleistoceno**

En la zona se encuentran depósitos glaciares antiguos asignados al Pleistoceno medio – superior, siendo depósitos glaciares indiferenciados, principalmente varves, acumulados en

terrazas suavemente inclinadas (De la Cruz & Suárez, 2006). Estos depósitos no presentan estructuras internas y se relacionan a transporte glacial, y a un frecuente retrabajo hídrico posterior. También se observan depósitos deltaicos antiguos pertenecientes al Pleistoceno Superior, los cuales corresponden a sedimentos regularmente consolidados desarrollados en las desembocaduras de los cursos fluviales antiguos constituidos principalmente por grava, arena y limo, con estratificación inclinada de alto ángulo generada por la progradación del frente deltaico, además de estructuras de laminación horizontal y cruzada (De la Cruz & Suárez, 2006). Estos depósitos deltaicos han sido interpretados como deltas de tipo Gilbert, los cuales corresponderían a paleoniveles base del actual Lago General Carrera (Bell C. , 2009). Otro deposito del Pleistoceno Superior presente en la zona son los depósitos lacustres antiguos, constituidos de grava, arena y arcilla ubicados en angostas terrazas de abrasión elevadas paralelas a la costa del lago representando los márgenes de este mismo (De la Cruz & Suárez, 2006).

## **Holoceno**

Dentro de los depósitos no consolidados pertenecientes al Holoceno, se encuentran los depósitos coluviales con forma de cono o abanico de alta inclinación que poseen una mala selección y pobre o nula estratificación, compuesto principalmente por grava de tamaño bloque a granulo con una matriz de arena y limo (De la Cruz & Suárez, 2006) siendo acumulados principalmente por procesos de tipo gravitacional y flujos de detritos. Los depósitos morrénicos jóvenes de la zona están compuestos principalmente por gravas, arenas y arcillas con mala selección y matriz soportado, por otra parte, los depósitos morrénicos actuales son de matriz soportada, con regular a buena selección y un espesor de hasta 10 m (De la Cruz & Suárez, 2006). Por otra parte, se tienen depósitos de abanicos aluviales compuestos por bloques redondeados, gravas, arenas y limos los cuales fueron generados por cursos de agua y flujos de detritos con escaso desarrollo de estructuras sedimentarias, de las cuales se presentan estratificación plana y cruzada. Otro depósito no consolidado son los depósitos deltaicos que forman abanicos desarrollados en la desembocadura de ríos en el Lago General Carrera, progradando los depósitos de la línea de costa, está compuesto por gravas con redondeamiento regular a bueno que se interdigitán con bancos de arena y limo en menor medida. Además, se encuentran depósitos fluviales con estratificación cruzada y planar, depósitos eólicos, glaciar de roca y remoción de masa asociadas a escarpes curvos con forma de montículos y lobulares (De la Cruz & Suárez, 2006).

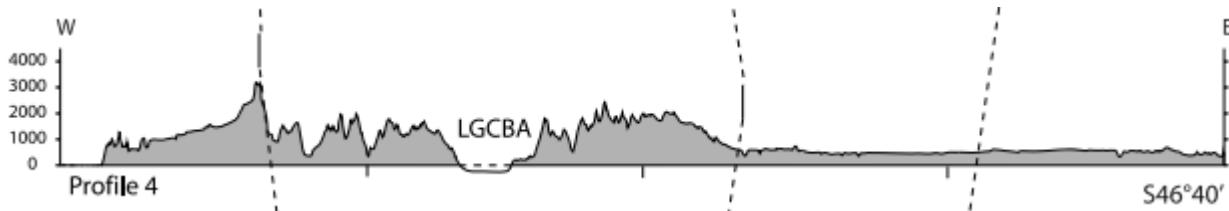
## 2.2 Geomorfología

La región de Aysén destaca geomorfológicamente por la presencia de fiordos, archipiélagos, canales, islas, cordilleras, volcanes, y valles que han sido labradas principalmente por procesos tectónicos y glacio-fluviales. La zona de estudio pertenece al dominio Cordillera Patagonia Central o también denominado Cordillera Andina (Figura 6), la cual corresponde a un cinturón orogénico que se extiende en dirección N-S entre los 45° y los 48° de latitud sur, con una topografía abrupta, un ancho máximo de 200 kilómetros (Pankhurst et al., 1999) y alturas que no suelen exceder los 4000 msnm (Figura 5), caracterizado por la presencia de cuerpos graníticos y granodioríticos del Batolito Patagónico y rocas correspondientes al CMAO (Hervé et al., 2008), además, posee un sistema hidrográfico muy enriquecido, con algunas cuencas lacustres y numerosos glaciares en las zonas de mayor altura que desaguan hacia el Pacífico y hacia las cuencas intermontañas orientales (Tricart, 1967).

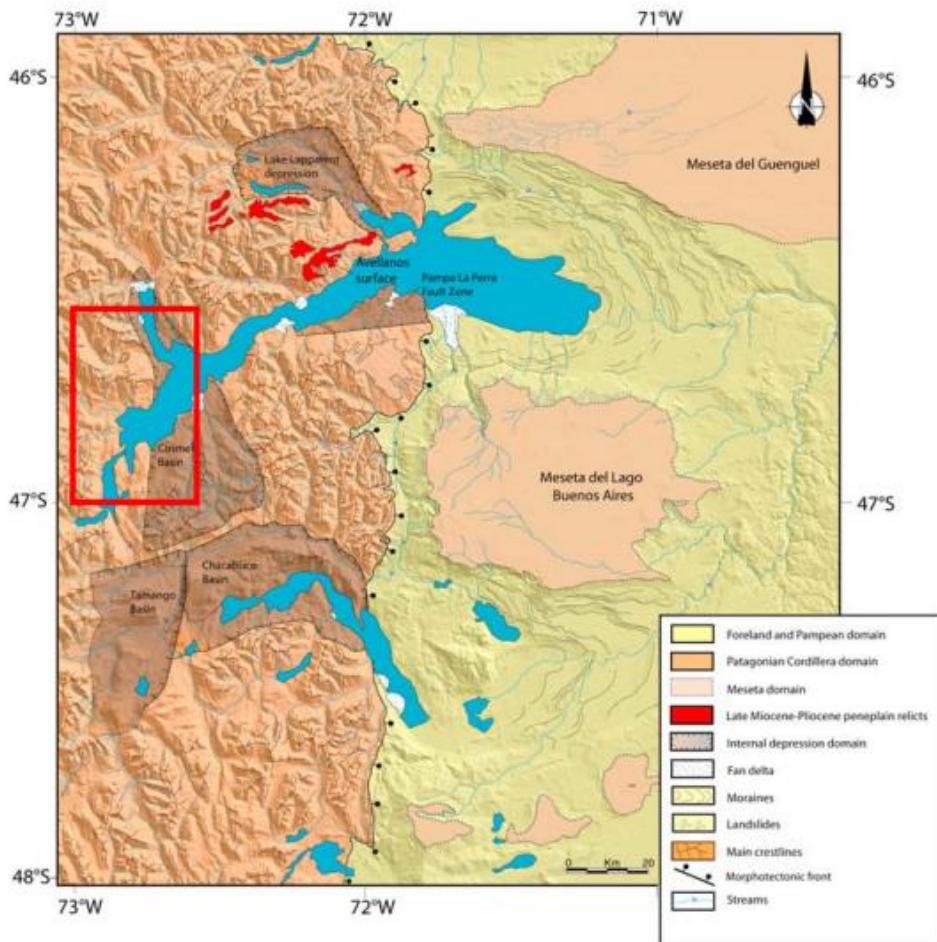
En el Pleistoceno, glaciares recorrieron profundos valles desde el campo de hielo cubriendo los Andes del sur (Clapperton, 1993; Heusser, 2003; Hulton et al., 1994), uno de estos valles es ocupado por el lago General Carrera, el cual se ensancha y hunde en las llanuras patagónicas hacia el este de Argentina, donde está bordeado por morrenas terminales arqueadas y recessivas, mientras que al oeste se encuentra rodeado por montañas de 4.000 m de altura cubiertas por los restos encogidos del campo de hielo (Bell C. M., 2009).

En las costas del Lago General Carrera se encuentran deltas entrelazados lacustres del Cuaternario generados por caídas en el nivel del lago, los cuales se pueden subdividir en dos componentes morfológicos: abanico deltaico y la zona de embajamiento. También se tiene la presencia de abanicos deltaicos con una forma Gilbert clásica y con una parte superior de ríos entrelazados y un frente deltaico empinado. Por otro lado, se tiene abanicos aluviales y adyacente a ellos bahías cóncavas de playa que se formaron de manera paralela a los deltas a medida que estos progradaron hacia el lago (Bell C. , 2009). Como se mencionó en la sección anterior en la zona se tienen depósitos morrénicos actuales, estos poseen forma de montículos alargados o curvos (De la Cruz & Suárez, 2006), además, se tiene la presencia de depósitos eólicos asociados a erupciones volcánicas que forman loess. (Quiroz & Belmar, 2010).

Otra geoforma muy característica de la zona que se ha convertido en uno de los atractivos turísticos más importantes de la Patagonia y nombrado monumento nacional en 1994 son las Capillas de Mármol, cuyo origen corresponde a un fenómeno kárstico causado por la erosión de los escarpes costeros por acción de las aguas del lago que disolvieron las rocas creando acantilados, cavernas e islotes de mármol. Por otra parte, en la zona se encuentran diversas terrazas formadas por la erosión de los ríos.



**Figura 5.** Perfil topográfico de la Cordillera Patagónica central que muestra parte del lecho del Lago General Carrera. Las líneas segmentadas en vertical indican la separación de dominios geomorfológicos. Extraído de Scalabrinio et al., (2010).



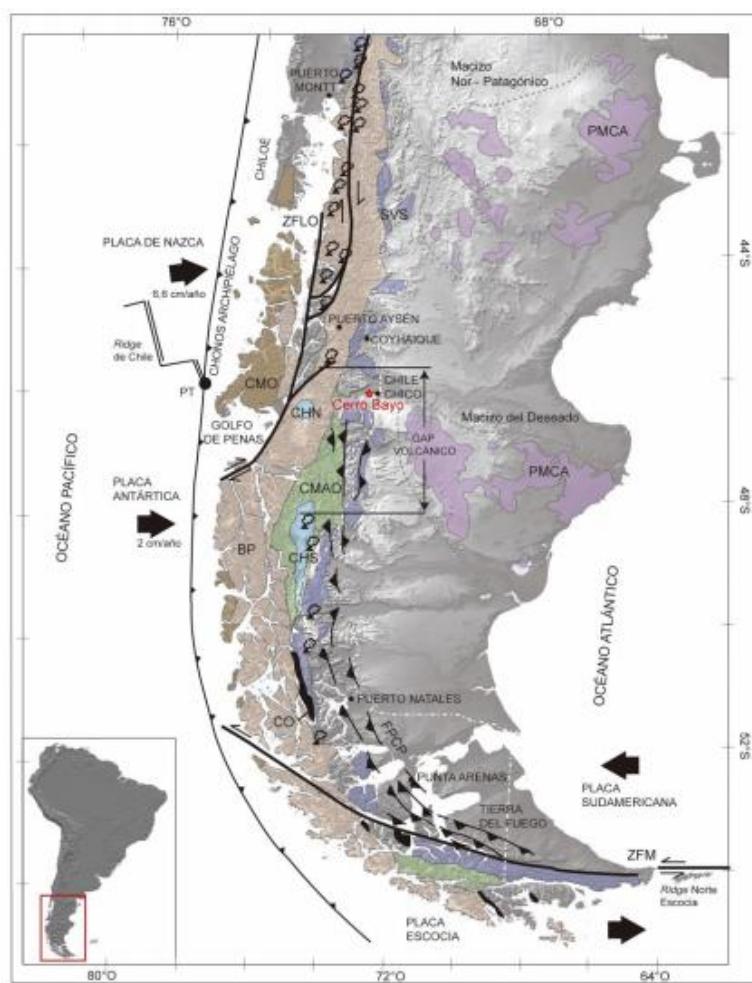
**Figura 6.** Mapa geomorfológico de la Región de Aysén. Modificado de Scalabrinio et al., (2010).

## 2.3 Geología Estructural

La geología estructural de la Región de Aysén ha estado condicionada por el comportamiento tectónico de las placas, destacándose el punto triple del contacto entre la placa Antártica, Nazca y Sudamericana (Herron, Cande, & Hall, 1981), el cual ha ido migrando de sur a norte desde el Mioceno (14 Ma) hasta la actualidad tras la colisión del Ridge del sur de Chile hace 15 Ma generando una subducción oblicua de la Placa de Nazca bajo la Placa (Cande & Ireslie, 1986). Dentro de este contexto se tiene un régimen transpresional donde el margen continental como respuesta mecánica y termal comienza a desarrollar la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui (ZFLO) desde el Mioceno Tardío al Reciente, extendiéndose desde los 38°S hasta los 47°S, con desplazamientos de rumbo dextral y una orientación preferencial N-S (Hervé M. , 1976; Charrier et al., 2007; Boetsch, 2014), la cual ha sido considerada a gran escala como una megafalla dextral y se ha propuesto que ha controlado el emplazamiento, enfriamiento y exhumación de los plutones Miocenos-Pilocenos (Cembrano et al., 1996). Hacia el sur de Cerro Bayo se encuentra la Faja Plegada y Corrida Patagónica (FPCP) (Figura 7) desarrollada entre el Cretácico Superior y el Mioceno Superior asociada al régimen tectónico compresivo que afecta a la zona desde el Cretácico Inferior al Presente (Kley y otros, 1999; D' Orazio, y otros, 2001; De la Cruz y Suárez, 2008; Boetsch, 2014), ubicada paralelamente al margen activo de subducción representando al frente orogénico de la Cordillera Patagónica y que se caracteriza por un estilo dominante de piel gruesa (Ramos, 1979, 1989) y sucesión de fallas inversas con orientaciones NS y NE-SW (Boetsch, 2014).

El Lago General Carrera (LGC) que ocupa un 45% de la zona de estudio posee una orientación NE-SW y fue modelado en gran parte por la acción de los glaciares, sin embargo, existe evidencia batimétrica que revela un origen tectónico a dicha depresión (Murdie et al., 1999) con flancos abruptos y rectilíneos de tendencia N50 - 60, N80 - 90 y N140 - 160. Por otra parte, la presencia del plutón Las Llaves (10 Ma) señala que esta depresión no existía antes del emplazamiento del plutón y la ocurrencia de superficies erosivas con flujos de lava de 4 Ma en indican que un antiguo campo de lava fue interrumpido recientemente por estructuras tectónicas que controlaban el desarrollo de la depresión LGC (Lagabrielle, y otros, 2004).

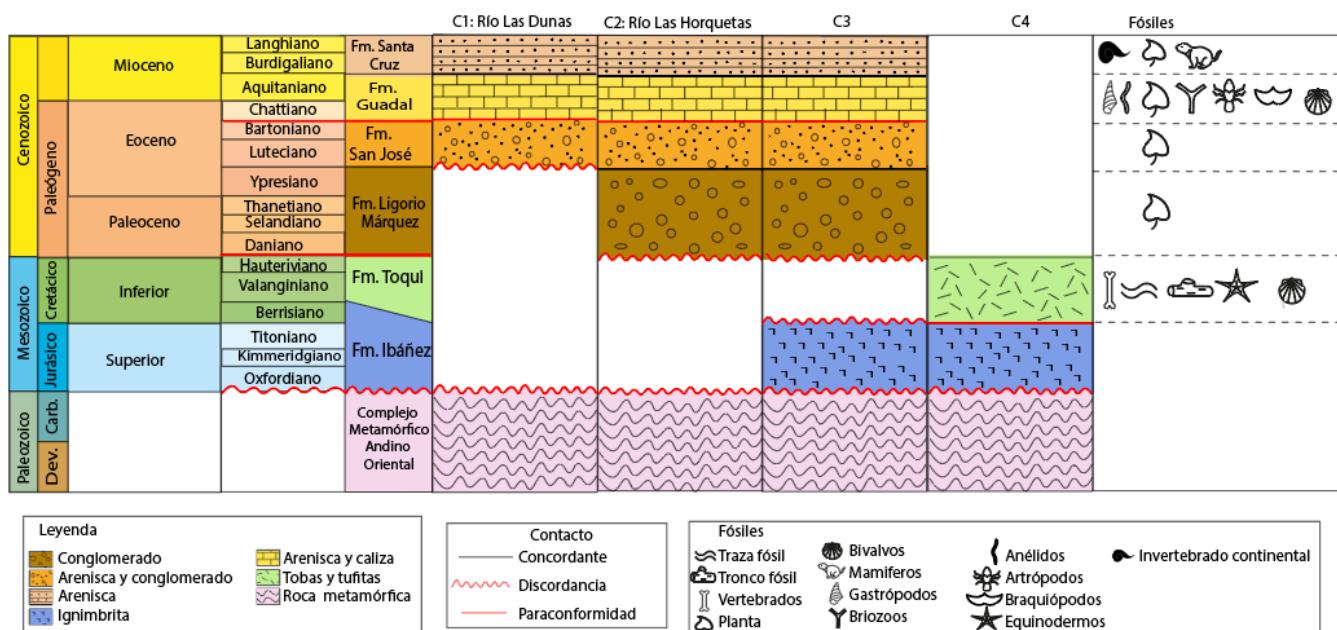
La franja oriental de la zona de estudio se caracteriza por la presencia de un sistema de fallas inversas de rumbo aproximado norte-sur a noroeste-sureste (De la Cruz & Suárez, 2006; De la Cruz & Suárez, 2008), donde se destaca al sector sur Las Formaciones Ligorio Márquez, San José, Guadal y Santa Cruz que conforman un 'sinclinal en cofre' controlado por un sistema de fallas inversas de vergencias opuestas (Figura 9.), las cuales convergen en el extremo norte del sinclinal. Además, se observa un plegamiento y deformación en la Fm. Santa Cruz e Ibáñez debido al sobreescorrimiento del bloque oriental de CMAO.



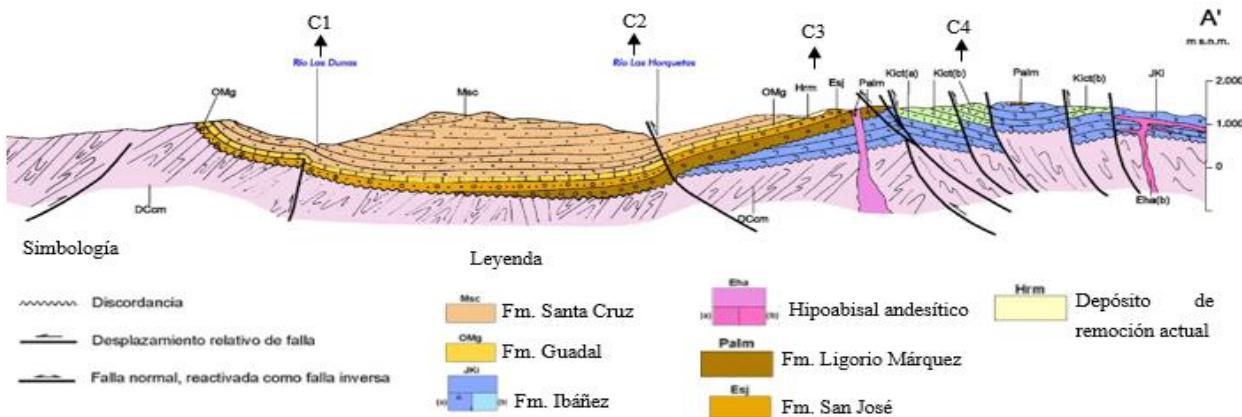
**Figura 7.** Mapa geológico regional de Patagonia central al sur de los 42°S. Donde de muestran distintos tipos de estructuras principales y centros eruptivos. Donde, PT: Punto Triple, ZFLO: Zona de Falla Liquiñe - Ofqui, ZFM: Zona de Falla de Magallanes, FPPC: Faja Plegada y Corrida de la Patagonia CHN: Campos de Hielo Norte, CHS: Campos de Hielo Sur, CMO: Complejo Metamórfico Occidental, CMAO: Complejo Metamórfico Andino Oriental, SVS: Secuencia Volcánica – Sedimentaria, CO: Complejo de Ofiolitas, BP: Batolito Patagónico, PMCA: Provincia Magnética Chon Aike. Línea punteada blanca: límite político de Chile; círculos negros: localidades de Chile. Coordenadas en latitud y longitud Sur. Basado en Suárez et al., 1985;

Pankhurst et al., 1998; Angermann et al., 1999; Thomson et al., 2001; Stern, 2004; Hervé et al., 2007; Charrier et al., 2007; Vargas et al., 2013, y modificado de Boetch, 2014

Fallas destacadas en la zona son la Falla Elcira y la Falla Visera, ambas de carácter inverso con vergencia hacia el oeste. Como se observa en la columna 3 (C3) de la Figura 8, la Fm. Ligorio Márquez sobreyace a la Fm. Ibáñez sin la Fm. Toqui a diferencia de la columna C4. Esto en terreno es observado a lo largo de la Falla Visera de la cual se permite inferir que representa la inversión tectónica de falla extensional que pudo haber marcado el borde de la cuenca Toqui. Por otro lado, al sur del área de estudio se tiene la presencia de una faja plegada y corrida generada por un tectonismo compresivo (Ramos, 1989; Suárez & De la Cruz, 2000; Suárez et al., 2000b) el cual es evidenciado en fallas inversas de la Fm Santa Cruz que indican compresión noroeste-sureste. (De la Cruz & Suárez, 2006). También se tiene la presencia de fallas normales al sur del río Las Horquetas que forman un sistema de grabenes en rocas del CMAO llenados por rocas de la Fm. Ibáñez y Fm. Toqui, y de las que se interpreta como consecuencia del rifting Jurásico reconocido principalmente en la Patagonia extra andina



**Figura 8.** Columna esquemática de la secuencia estratigráfica al sector oriental de la zona de estudio con sus respectivas edades y relaciones de contacto entre ellas. Consideración general: Solo se representan las edades a las que corresponde cada Formación, indicando con una paraconformidad o discordancia en donde falta una continuidad en la edad cronoestratigráfica (hiatus). Elaboración propia



**Figura 9.** Perfil oriental de la Carta Puerto Guadal – Puerto Sánchez, indicando el sector usado de base para la confección de las columnas elaboradas en la Figura 8. (**De la Cruz & Suárez, 2006**)

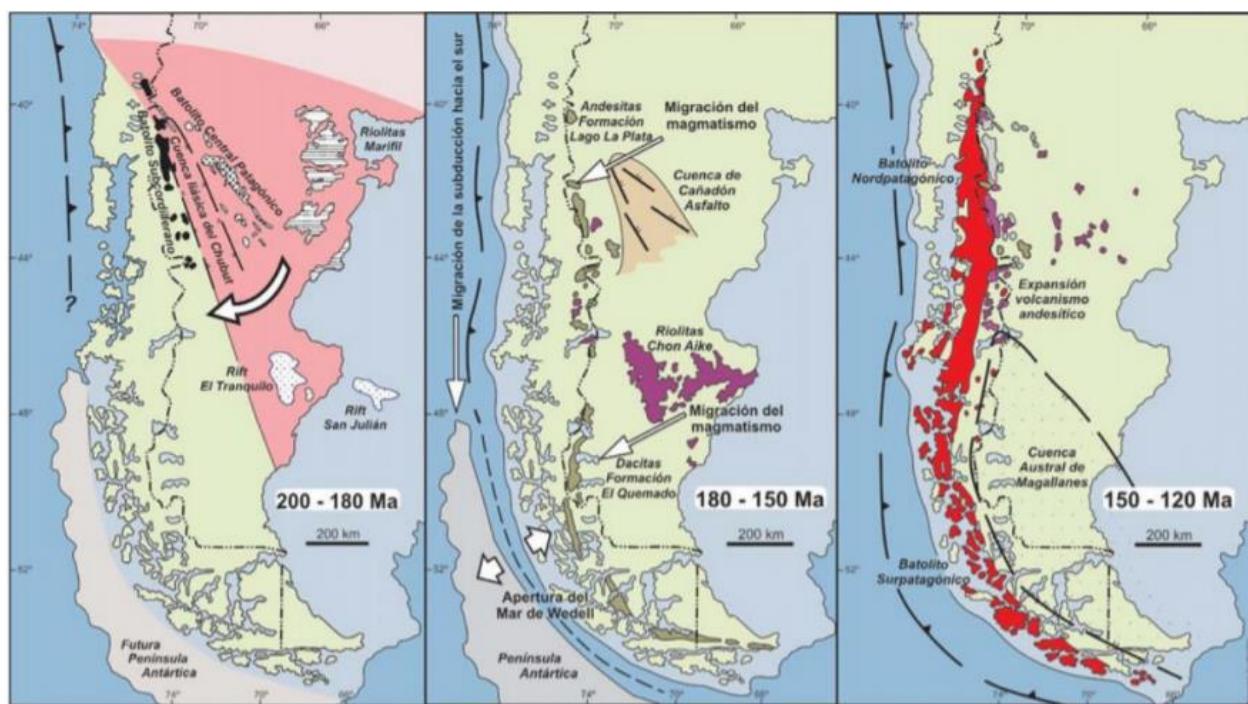
## 2.4 Evolución geodinámica

La evolución geodinámica del área de estudio comienza con el desarrollo de una cuenca marina formada por tectonismo extensional cuyos depósitos de turbiditas, calizas y volcanitas son metamorfizadas originándose el Complejo Metamórfico Andino Oriental en el que se identifican dos grupos de edades: la primera asignada al Carbonífero Superior medio (datación K-Ar 310 Ma del Granito El León) y la segunda una edad máxima correspondiente al Pérmico (De la Cruz et al., 2004; Hervé y otros , 2003, 2004; De la Cruz & Suárez, 2006; Calderón, y otros, 2016). Posteriormente se evidencia un hiatus desde el Pérmico al Jurásico Medio, periodo dentro del cual comienza la subducción en el Triásico medio a Triásico superior dando origen al Batolito Patagónico Central (Rapela et al., 2003) el cual se extingue tras la subdivisión de Gondwana del Este y Oeste. En el Jurásico Inferior la subducción continua con el desarrollo del Batolito Subcordillerano (Figura 10) coetáneo a los primeros pulsos ácidos de la Provincia acida de Chon Aike (Pankhurst et al., 2000; Mpodozis y Ramos, 2008). Luego, evidenciando un ambiente de subducción comienza la depositación de la Fm. Ibáñez con características calcoalcalinos (Baker y otros, 1981) y el emplazamiento de plutones tipo I (Suárez & De la Cruz, 1997) que formarían al Batolito Patagónico, el cual ha sido interpretado como las raíces volcánicas de la Fm. Ibáñez, pero que se encuentra distribuida cubriendo extensas áreas donde se ha identificado actividad plutónica coetánea de manera aislada (Suárez y De La Cruz,2000; Rolando, y otros, 2002; Suárez, y otros, 2009b) y cuya signatura geoquímica y ubicación, evidencian una migración del plutón distribuido con rumbo N-S entre los 40-48°S hacia el oeste entre los 150 – 120 Ma (Figura 10) (Pankhurst et al., 1999; Hervé y otros, 2007). A esta etapa de subducción también se le asociada un proceso de

rifting en la región extraandina que ocurre durante el Jurásico superior – Cretácico Inferior, periodo en el que se desarrolla una cuenca marina de tipo epicontinental de trasarco actualmente denominada como Cuenca Austral cuya subsidencia se debió a las etapas finales del tectonismo Jurásico y posterior subsidencia térmica de “post rift” (De la Cruz & Suárez, 2006). La creación de dicha cuenca provoca una regresión marina generalizada en la Patagonia desde los 43°S hasta el extremo occidental de Tierra del Fuego (Charrier y otros, 2007) da como resultado a un proceso de sedimentación, el cual es sincrónico al volcanismo de la Fm. Ibáñez es sincrónica a la sedimentación generando un contacto concordante e interdigitado con la Fm. Toqui.

La última gran etapa tectónica descrita ocurre durante el Cretácico inferior al Paleoceno medio, donde hay un alzamiento y erosión, que da origen a la exhumación del CMAO, Fm. Ibáñez y Fm. Toqui (De la Cruz & Suárez, 2006), también se registra una inversión tectónica ligada a un evento compresivo, junto con el desarrollo de una cuenca de antepaís, y la faja plegada y corrida de la Patagonia (FPCP) (Biddle et al., 1986; Skarmeta & Castelli, 1997; Charrier y otros, 2007), la cual se asocia al cambio de pasar de una subducción lenta y con alto ángulo tipo marianas a una subducción más rápida y somera con menor ángulo tipo chilena (Figura 10). En el Cretácico Inferior alto - Paleoceno Inferior se generó un hiatus, producto de la no acumulación de unidades en el Cretácico Superior o por la erosión de ellas, debido al alzamiento producto de un régimen compresivo, luego en el Paleoceno – Eoceno se produce una sedimentación fluvial que da origen en primer lugar a la Fm. Ligorio Márquez con los depósitos que fueron erosionados del alzamiento del Cretácico, y posteriormente en el Eoceno el origen de la Fm. San José representando otro sistema fluvial. La ausencia de la Formación Ligorio Márquez bajo la Fm. San José puede explicarse por una geografía irregular o por un régimen que haya finalizado con erosión parcial, previo a la acumulación de la Fm. San José (De la Cruz & Suárez, 2006). Además, se interpreta una transgresión marina en el Oligoceno superior – Mioceno inferior cuyos sedimentos y restos fósiles se distribuyen en la región de Aysén, generando la Formación Guadal (Niemeyer, 1975) y en la cual habría la separación de dos cuencas contemporáneas debido un alto topográfico correspondiente a una protocordillera desarrollada probablemente durante el tectonismo compresivo del Cretácico Superior – Paleógeno (Biddle et al., 1986). Luego en el Mioceno inferior alto comienza la regresión marina permitiendo la sedimentación fluvial de la Fm. Santa Cruz durante la cual sufrió un tectonismo compresivo evidenciado en pliegues de crecimientos en rocas

de esta formación, además de la formación de un sistema de pliegues y fallas inversas de orientación N-S destacándose las fallas Visera y Elcira, este evento puede ser el responsable de la exhumación del Plutón Las Llaves. Finalmente, la zona es afectada por un periodo de glaciaciones y cambios del nivel base durante el Pleistoceno- Holoceno quedando evidenciado en numerosas terrazas lacustres, deltaicas y fluviales que indican descensos del nivel base asociados a un reajuste isostático postdeglaciación. (De la Cruz & Suárez, 2006).



**Figura 10.** Migración del magmatismo desde el Batolito Patagónico Central, Batolito Subcordillerano y el Batolito Patagónico en su posición actual. Extraído de Mpodozis & Ramos (2008)

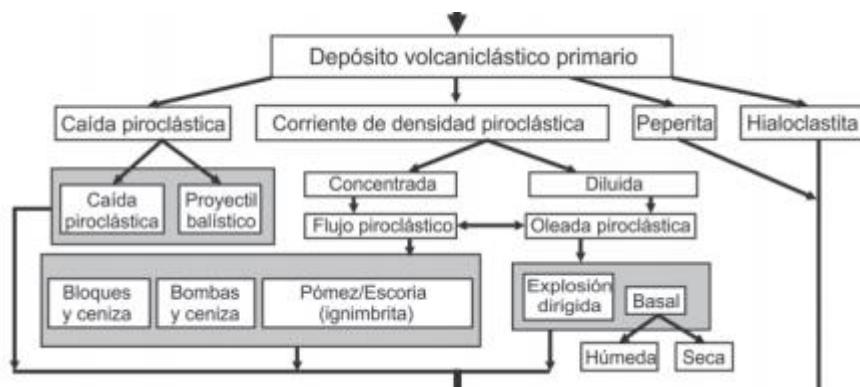
## Capítulo 3: Marco teórico geológico

### 3.1 Depósitos volcánicos

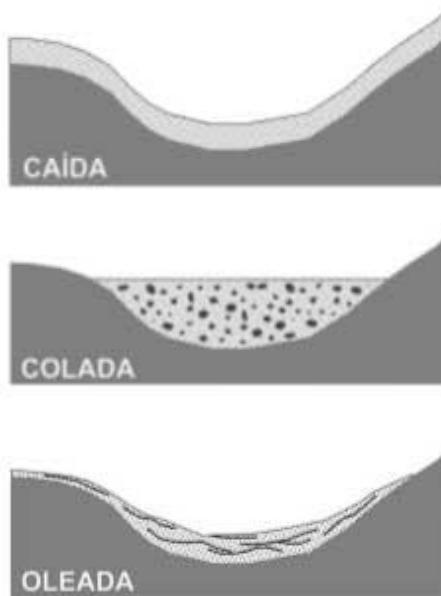
Los depósitos volcanoclasticos son aquellos constituidos por materiales clásticos compuestos en parte o en su totalidad por fragmentos volcánicos transportados y depositados por cualquier agente de transporte y ambiente respectivamente, los cuales pueden ser mezclados con materiales de origen no volcánico (Fisher R. , 1961). Según el tipo de fragmentos un depósito volcanoclastico puede estar formado por: piroclásticos, hialoclásticos, autoclásticos, epi-volcaniclaásticos y epiclásticos (Murcia, y otros, 2013), en donde los fragmentos piroclásticos son aquellos formados durante una erupción volcánica explosiva que pueden subdividirse en juveniles, accesorios y accidentales. Los fragmentos juveniles corresponden a los que se forman directamente de la fragmentación de magma proveniente de una erupción (bombas, bloques, pómez y escorias), mientras que los accesorios son los fragmentos pre-existentes, involucrados desde el conducto, el edificio volcánico o los depósitos asociados a éste, durante una erupción y los fragmentos accidentales se definen como aquellos provenientes de rocas no co-magmáticos e involucrados durante una erupción. De otro modo, los fragmentos epi-volcaniclaásticos son aquellos que se encuentran fragmentado exclusivamente debido a procesos de alteración meteórica física (erosión) o química, los cuales son transportados por agua, hielo, viento o gravedad y que poseen una composición volcánica, para el caso de una composición diferente pasan denominarse epiclásticos.

Por otro lado, según la genética se denomina deposito volcanoclastico primario cuando las facies señalan una acumulación originada a partir de una caída piroclástica, una corriente de densidad piroclástica, una peperita o fragmentos hialoclasticos (hialoclastita) (Figura 11). Los depósitos de caída se originan por la caída de fragmentos piroclásticos asociados a un volcanismo explosivo que caen por gravedad y densidad desde una pluma o nube de ceniza, y se caracterizan por cubrir la topografía siguiendo el relieve (Figura 12) y ser de buena selección. Se denominan proyectiles balísticos cuando los fragmentos son lanzados siguiendo una trayectoria parabólica desde el volcán, sin ser incorporados en la zona convectiva de la columna eruptiva. (Murcia et al, 2013). Una corriente de densidad piroclástica es un flujo que se desplaza pendiente abajo sobre un

terreno por gravedad compuesto por un flujo de gases, fragmentos piroclásticos o autoclásticos y vapor en fase de condensación u agua líquida (Fisher, 1966; Druitt, 1998; Branney & Kokelaar, 2003) los cuales pueden dividirse según su grado de concentración en fragmentos como corriente de densidad piroclástica concentrada que forman depósitos de flujo piroclástico, o corriente de densidad piroclástica diluida, los cuales generan depósitos de oleadas piroclásticas (Figura 11).



**Figura 11.** Sección del diagrama de clasificación que ilustra los tipos de fragmentos que forman un depósito volcanoclástico, y los tipos de depósitos volcanoclásticos primarios y secundarios. Extraído de Murcia et al., (2013)



**Figura 12.** Geometría de depósitos volcánicos básicos: depósito de caída, depósito de flujo o colada y depósito de oleada. Modificado. Extraído de Pujadas, Brusil, & Pedrinaci (1999)

A diferencia de los depósitos de caída los flujos piroclásticos no cubren toda la topografía concentrándose mayoritariamente en valles y tierras bajas (Figura 12), son de mala selección y comúnmente presentan gradación normal e inversa de los fragmentos juveniles. Los depósitos de flujo o colada piroclástica pueden categorizarse en depósitos de flujo de bloques y ceniza cuando están relacionados al colapso gravitacional y/o explosivo de domos o flujos de lava, o al colapso de una columna eruptiva; depósitos de flujo de bombas y ceniza en el caso de emisión de lava en forma de bomba y depósito de flujo de pómez o ignimbrita cuando se asocian al colapso gravitacional de una columna eruptiva generada a cráter abierto o a procesos de desbordamiento por ebullición (Smith, 1960; Spark et al., 1973; Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987; Freundt et al., 2000; Branney & Kokelaar, 2003). Las ignimbritas formadas por estos flujos tienen una generalmente una composición que varía de intermedia a acida, están formados por material juvenil, representados por esquirlas de vidrio “shards”, cristales, pómez, escorias y fragmentos líticos provenientes del conducto del cráter o recolectados por el flujo piroclástico a partir del cual se depositó la ignimbrita, en ocasiones pueden presentar foliación primaria eutaxítica que consiste en la orientación de los fragmentos de vidrio volcánico al ser deformados producto de un proceso de soldadura y aplastamiento de las cenizas y pómez al ser depositadas.

Para el caso de las oleadas piroclásticas, corresponden a flujos rápidos gaseosos y turbulentos diluidos de partículas volcánicas cuya geometría cubre la topografía con una acumulación mayor en las depresiones (Tucker , 2001) y pueden clasificarse como basales cuando son originados desde una columna eruptiva durante erupciones freatomagmáticas o hidromagmáticas y freáticas (Murcia, y otros, 2013) los cuales generalmente forman estructuras de conos y anillos de toba y maares (Moore, 1967; Fisher & Waters, 1970; Crowe & Fisher, 1973), por otro lado, pueden categorizarse como depósitos de explosión dirigida cuando están relacionadas a explosiones laterales y se caracterizan por presentar estructuras sedimentarias unidireccionales tales como laminación cruzada, curvas, antidunas, etc (Perez-Torrado & Fernandez-Turiel, 2015)

Los depósitos peperíticos son aquellos originados por el contacto de la lava o intrusivos con sedimentos no consolidados ya sean secos, húmedos o saturados con agua (Fisher R. , 1961) que pueden estar compuestos por fragmentos piroclásticos, hialoclásticos, epiclásticos y/o epi-

volcanoclásticos (Murcia, y otros, 2013), también las peperitas son consideradas por (White et al., 2000) como brechas volcanosedimentarios del producto de una intrusión subvolcánica en sedimentos inconsolidados, lo que permite indicar que la intrusión posee una edad similar o cercana a la de los sedimentos (Soto & Alvarado, 2012). Por último, los depósitos hialoclásticos corresponden a aquellos depósitos formados por una fragmentación pasiva causada por el contacto entre lava y grandes cuerpos de agua o hielo y por ende, un enfriamiento abruptos (Murcia, y otros, 2013) y puede darse en ambientes donde la erupción ocurre bajo el agua o hielo (erupciones freatomagnéticas), o donde el flujo subárea alcance cuerpos de agua.

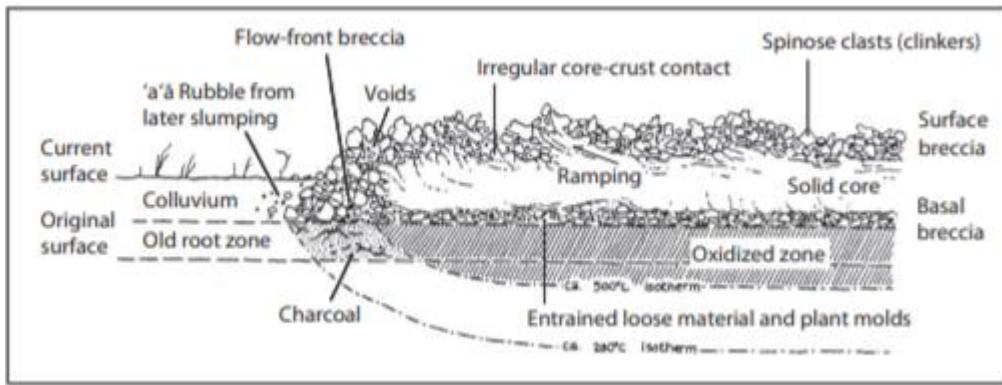
### **3.1.1 Lahar**

Corresponde a una corriente de barro o detritos formado cuando fragmentos volcánicos se saturan de agua y se mueven por la ladera del volcán rápidamente pendiente abajo, algunos se originan por la fundición del hielo y nieve durante una erupción, y otros cuando la lluvia satura los depósitos volcánicos. (Tarbuck & Lutgens, 2005). Estos se concentran en los valles y quebradas, pero pueden desplazarse por decenas de km y alcanzar zonas pobladas llegando a ser incluso mas destructivos que la erupción misma.

### **3.1.2 Coladas de lava**

#### **3.1.2.1 Colada A'a**

Son coladas de lava que poseen un espesor típico entre 0,5 a 20 metros caracterizadas por superficies autobrechadas y costras basales con un interior coherente denominado comúnmente núcleo, el cual es fluido y deformable cuando la colada esta activa (Figura 13) (Harris & Rowland, 2015). Su superficie es áspera con bordes afilados y rugosos que presentan numerosas vesículas producto del gas que escapa de él y son consideradas lavas relativamente frías que avanzan a velocidades de 5 a 50 metros por hora, dentro del cual a medida que fluye el núcleo, la corteza exterior se va rompiendo (Tarbuck & Lutgens, 2005)



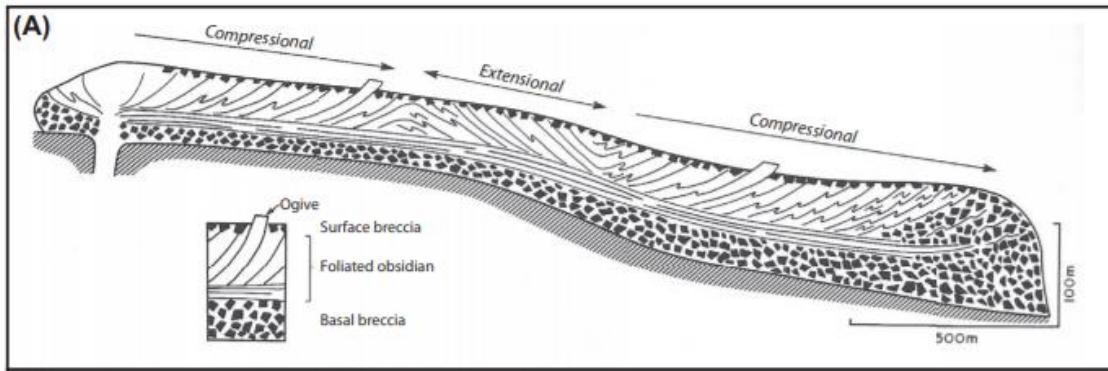
**Figura 13.** Bosquejo de Lockwood y Lipman (1980) que muestra un corte de un flujo "A'a", en sección, que se ha desplazado a través de una zona con vegetación.

### 3.1.2.2 Pahoehoe

Poseen típicamente una forma lobulada, cuya superficie se caracteriza por ser lisa, vidriosa y coherente que en ocasiones presenta pliegues superficiales, poseen un núcleo fluido con una costra externa y su flujo es asociado usualmente a una tasa de avance muy baja (Harris & Rowland, 2015). Cuando se mantienen temperaturas altas por un largo tiempo dentro del interior de la colada y mientras que la superficie se solidifique es posible la formación de túneles por donde se desplaza la lava desde la chimenea volcánica hasta el frente de la colada. (Tarbuck & Lutgens, 2005)

### 3.1.2.3 De Bloque

Son coladas típicas para flujos de composición dacítica y riolítica caracterizado por bloques con superficies relativamente lisas y curvadas que cubren la lava no rota del interior y que lo diferencian de las coladas A'a (Macdonald, 1953, p. 182; Tarbuck & Lutgens, 2005). Poseen velocidades de avance extremadamente bajas del frente de flujo, un espesor que varía desde decenas a cientos de metros y una estructura interna que comprende una brecha basal y superficial, y un núcleo coherente que usualmente es rico en cristales, pero pobre en vesículas (Figura 14) (Harris & Rowland, 2015)



**Figura 14.** Sección transversal de depósito de bloque. Extraído de Harris y Rowland (2015).

### 3.1.2.4 Almohadilladas

Son aquellas formadas cuando la lava entra en contacto con el océano por lo que la superficie de la colada se enfriá rápidamente formando un flujo de estructura alargada en forma de almohadillas pegadas una encima de otras, el cual se desplaza hacia adelante a medida que la lava rompe la superficie endurecida (Tarbuck & Lutgens, 2005).

## 3.2 Tectónica de cuencas sedimentarias

### 3.2.1 Cuencas de antearco (Forearc basin)

Son cuencas de regiones con bordes convergentes que se encuentran ubicadas en la región entre el arco y la fosa, o en la parte interna de un prisma acrecionario que son controladas geométricamente por la configuración inicial, el espesor del sedimento en la placa subductante, la tasa de suministro de sedimentos a la fosa y de sedimentos al área del antearco, la tasa y orientación de subducción y el tiempo transcurrido desde el comienzo de la subducción (Ingersoll, 2011). Generalmente estas cuencas se desarrollan a partir de un rift con sedimentación marina profunda a una plataforma con sedimentación marina somera y luego a una sedimentación principalmente continental. Noda (2016) clasifica este tipo de cuencas en: (1) cuenca acrecionaria compresional, con estratos inclinados (onlap), una migración del depocentro hacia el continente y asociado a fallas tipo splay y/o sobrecorrimientos; (2) acrecionaria extensional, cuyo depocentro migra hacia el mar y las cuencas extensionales experimentan subsidencia por el adelgazamiento de la corteza controlado por el fallamiento normal y/o inclinación hacia el mar; (3) no acrecionaria extensional, en donde

hay un poco cantidad de sedimentos en la fosa y los estratos forman depósitos de plataforma en la cuña y (4) no acrecionaria compresional asociada a fallas normales en el prisma frontal y fallas inversas en el alto.

### **3.2.2 Cuencas de intraarco (Intra-arc basin)**

Son cuencas ubicadas a lo largo de la plataforma del arco volcánico rellenadas por acumulaciones de sedimentos volcánicos, volcanoclasticos y sedimentarios, la cual incluye volcanes superpuestos o sobreycientes y comúnmente asociados a un adelgazamiento cortical (Ingersoll, 2011). Deben su acumulación y preservación de sucesiones estratigráficas principalmente a tres mecanismos: extensión o transtensión relacionada con la convergencia oblicua que contribuye al origen de la mayor parte de las cuencas intra-arco modernas (Smith G. , 1988); extensión de escala local por el emplazamiento de plutones o batolitos que provoca un arco de baja altura capaz de atrapar sedimentos derivados del exterior del manto; y subsidencia en calderas durante erupciones de gran volumen que forman ignimbritas (Busby-Spera, 1988b) (Busby-Spera et al., 1990). Estas depresiones estructurales pueden encontrarse delimitadas por volcanes para el caso en que los depocentros se encuentren a lo largo del flanco del volcán o cuando el eje del arco volcánico cambia de posición originando una zona baja entre la cadena activa y abandonada, ambos casos mencionados ocurren generalmente en arcos oceánicos. Por otra parte, las cuencas de intraarco pueden encontrarse delimitadas por fallas tanto en arcos continentales como oceánicos (Ingersoll, 2011). La mayoría de este tipo de cuencas corresponden a grabens o hemigrabens indicativos de extensión los cuales pueden encontrarse aislados o de forma continua a lo largo de segmentos largos del arco (Smith G. , 1988)

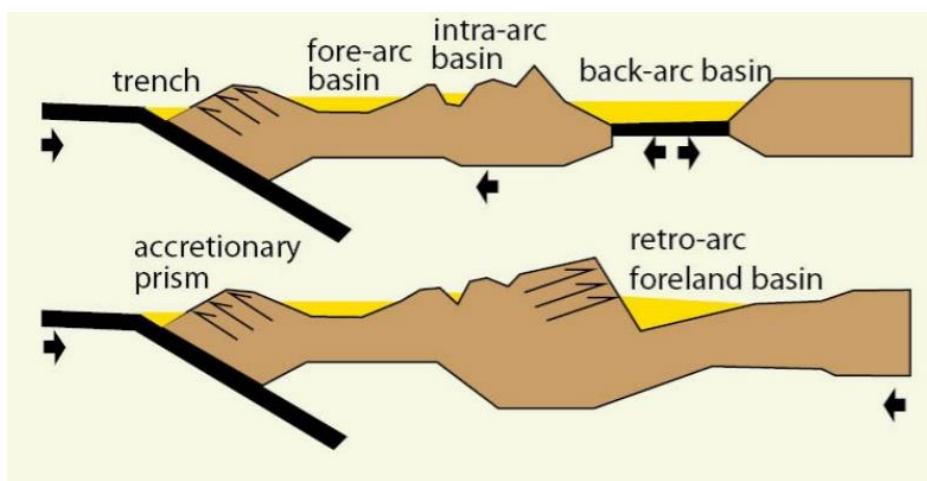
### **3.2.3 Cuenca de trasarco (Back-arc basin)**

Son cuencas oceánicas o continentales ubicadas detrás de arcos magnmáticos (Figura 15) originadas generalmente por un régimen extensional que generan fisuras (Ingersoll, 2011). El comportamiento de la placa subductada en función de su cambio de buzamiento y/o migración hacia adelante o atrás respecto a la placa superior son los que definen la extensión o compresión del trasarco (Heuret & Lallemand, 2005). La extensión episódica que experimentan estas cuencas puede ser durante periodos cortos (temporal) o durante decenas de millones de años, el primer caso se da usualmente para el caso de cuencas de trasarco oceánicas las cuales a su vez poseen un bajo potencial de

conservación debido su susceptibilidad a la subducción, mientras que el segundo caso es particular para cuencas continentales (Ingersoll, 2011). El termino cuencas de trasarco difiere del termino cuencas de retroarco, ya que esta ultima se utiliza para en casos donde se tenga un regimen compresional.

### 3.1.2.4 Cuenca de antepaís (Foreland basin)

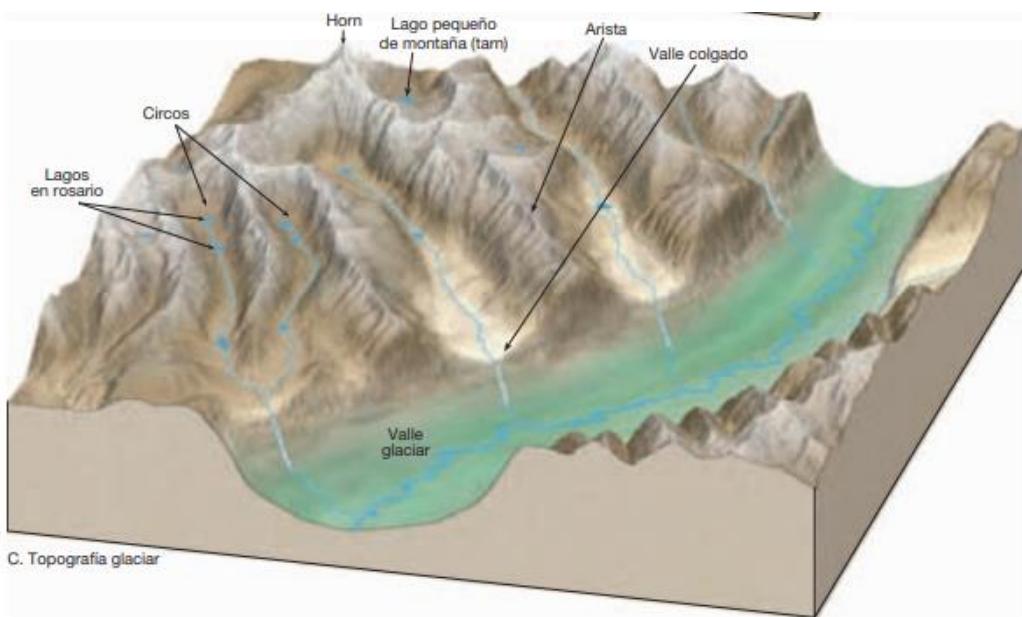
Las cuencas de antepaís (Figura 15) corresponden a cuencas asociadas a orógenos compresionales cuya sedimentación refleja una progresiva exhumación del orógeno. Son originados como consecuencia de procesos de subducción que a su vez forman una faja plegada y corrida y se encuentran entre un cinturón orogénico contraccional y un cratón como cuencas elongadas (DeCelles & Gilest, 1996). Se desarrollan sobre cuencas creadas bajo otros regímenes tectónicos previos tales como cuencas retroarco, rift o transtensionales y las del margen sudamericano se caracterizan por su contenido de petróleo y su geometría en planta elongada y forma asimétrica en su perfil transversal (Hlebszevitsch, 2020). Su desarrollo se relaciona con dos componentes: las cargas supralitosféricas y sublitosféricas, ambas generan subsidencia y son controladas por las modificaciones en el ángulo y velocidad de la placa subductante, así como la interacción con las propiedades reológicas de la placa sobreyacente, además se encargan de definir la geométrica y tectónica de la cuenca. El primer componente consiste en una deformación que disminuye al frente orogénico, mientras que el segundo comprende al componente gravitacional de la placa subductada y la fuerza de arrastre asociada a dicha placa (Catuneanu, 2004).



**Figura 15.** Cuencas tectónicas sedimentarias de placa convergente. Extraído de Sorkhabi (2019)

### 3.3 Depósitos glaciares

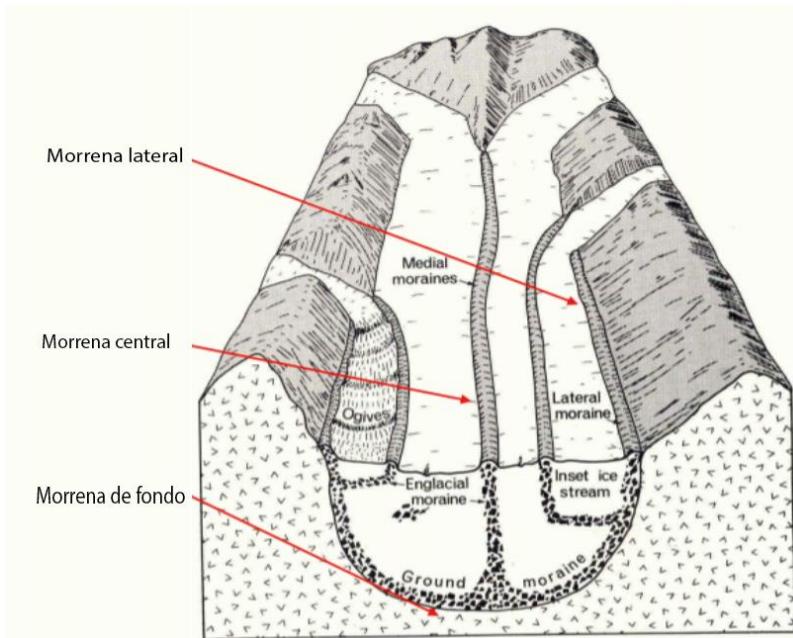
Un glaciar es una gruesa masa de hielo que se origina sobre la superficie terrestre por la acumulación, compactación y recristalización de la nieve que fluye pendiente abajo por deformación interna y deslizamiento en su base. Es definido por Lliboutry (1956) como una masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve independiente de su dimensión y forma que fluye lentamente por deformación, deslizamiento basal y deslizamiento de sedimentos subglaciales. Son considerados como agentes de erosión los cuales permiten acentuar las irregularidades en un paisaje montañoso y en otros casos, suavizar el terreno como es el caso de los casquetes continentales, además son capaces de transportar a grandes distancias una elevada cantidad de material rocoso. El desplazamiento de estas masas de hielo queda evidenciado en la formación de valles en forma de U como se observa en la Figura 17, lo que a su vez genera espolones truncados que corresponden a acantilados triangulares, también en la morfología glaciar se encuentran valles colgados, tarn, circos, lago de montaña, aristas y horns (Figura 16) (Tarbuck & Lutgens, 2005). Los valles colgados son formados cuando los glaciares retroceden y los valles quedan sobre la depresión glaciar principal. Los lagos en rosario son los que se ubican en las depresiones de los valles, mientras que en la cabecera del valle hay depresiones con paredes escarpadas en tres lados denominadas circos ubicados en la zona de acumulación de nieve y formación de hielo, posteriormente cuando desaparece el glaciar esta cuenca rellenada por un lago de montaña denominado tarn. Por último, los horns son crestas piramidales originados por un aumento del área de los circos, y las aristas corresponden a crestas sinuosas que forman una divisoria entre los circos a medida que crecen



**Figura 16.** Geoformas formadas por erosión de glaciares alpinos. (Tarbuck & Lutgens, 2005)

Los depósitos glaciares se caracterizan por ser de mala selección, angulosos y experimentar meteorización mecánica y poca o nula meteorización química antes de su depositación, los derrubios arrojados directamente por el glaciar se denominan Tills, los cuales no poseen estratificación y se constituyen por distintos tipos de roca que suelen presentar estrías (Sugden & John, 1976), cuando son de tamaño bloque y se encuentran fuera de su lugar de origen pasan a denominarse bloques erráticos, los cuales son depositados tras la fundición del hielo. Dentro de este contexto glaciar los tills pueden formar depósitos de morrenas que según su ubicación se clasifican en morrena lateral, morrena central, morrena terminal y morrena de fondo (Figura 17). La primera es clásica en los valles de montaña y se forma cuando un glaciar se desplaza hacia abajo del valle erosionando las laderas acumulando derrubios en su borde que posteriormente son depositados en las paredes del valle una vez que el hielo se derrite. La segunda es originada por la unión de dos glaciares alpinos que forman un solo flujo glaciar quedando los derrubios ubicados en el centro de esta nueva corriente glaciar. Por otra parte, la morrena terminal es la que se encuentra al final de un glaciar depositada cuando hay un equilibrio entre la ablación y acumulación de hielo, luego cuando la acumulación es menor a la ablación el frente glaciar comienza a retroceder depositando derrubios que conforman a la morrena de fondo. Otro deposito constituido por tills son los denominados drumlins que corresponden a colinas lisas, alargadas y paralelas que se

presentan en grupos llamados campos de drumlins y originados cuando el glaciar avanza sobre los derrubios glaciares previamente depositados remodelando el material

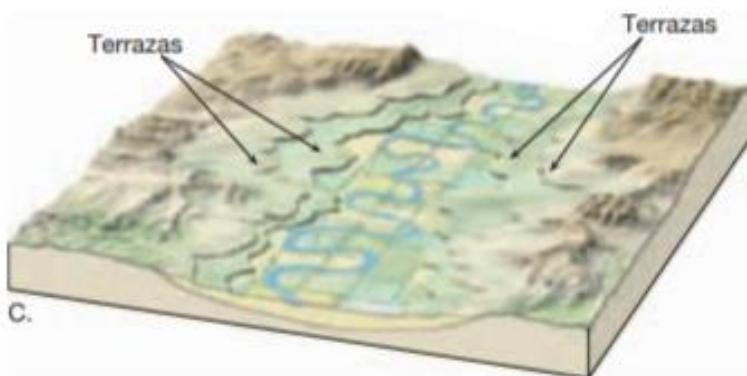


**Figura 17.** Clasificación de morrenas de acuerdo con su localización dentro de un valle. Imagen encontrada en Fernandez García (2018).

### 3.4 Sistema y depósitos fluviales

Los depósitos fluviales son aquellos sedimentados depositados por corrientes de agua una vez la velocidad del río disminuye y no es capaz de seguir manteniendo su carga, de esta manera los granos se depositan de acuerdo con el tamaño de grano siendo los aluviones los que poseen una buena selección. Afloran en áreas montañosas, costeras y en terrazas. Dentro del sistema fluvial se encuentra la llanura de inundación que es formada durante una etapa de inundación cuando el agua sobrepasa su cauce extendiéndose ampliamente sobre la superficie, en consecuencia, hay una disminución de la velocidad y turbulencia depositándose los sedimento de grano más grueso en el borde del cauce y sedimentos cada vez más finos a lo largo de la llanura, dentro de este contexto también se pueden formar meandros donde un cambio ascendente o descendiente del nivel base ocasiona que el flujo comience a erosionar en la parte exterior del meandro y depositar en su parte interna debido a una disminución de la velocidad de flujo en comparación a la parte externa, esta

erosión tiene la finalidad de llegar a un equilibrio del nivel base con el río y deja como evidencia la creación de terrazas (Figura 18) (Tarbuck & Lutgens, 2005)



**Figura 18.** Terrazas formadas por la erosión en vertical de una corriente como respuesta a un descenso o levantamiento del nivel base. (Tarbuck & Lutgens, 2005)

Se distinguen cuatro sistemas de canales fluviales: recto, estable-sinuoso, meandriforme y trenzado (Figura 19). Haciendo énfasis en los dos últimos sistemas, el trenzado se caracteriza por ser de canal ancho, poco profundo y de pendiente acusada, el cual puede formarse por un gradiente acusado en donde la corriente transporta grandes cantidades de sedimentos pertenecientes a la carga de fondo; o por la división del flujo de agua como consecuencia de una barra formada por la depositación de la carga de fondo del canal (Chorley et al., 1984), estas barras crecen por acreción lateral originarse en el centro del canal o por accordamiento de barras de meandro. Por otro lado, los canales meandriformes se caracterizan por una alta sinuosidad y conservar típicamente su anchura a medida que aumenta la sinuosidad, cuya erosión aumenta las secciones de los cursos, disminuye la velocidad y la sedimentación del umbral. (Gutierrez Elorza, 2008)

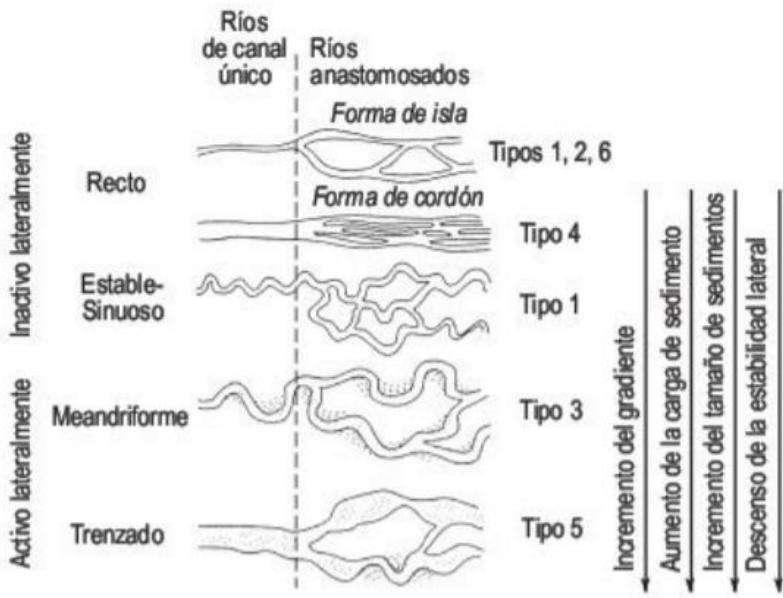
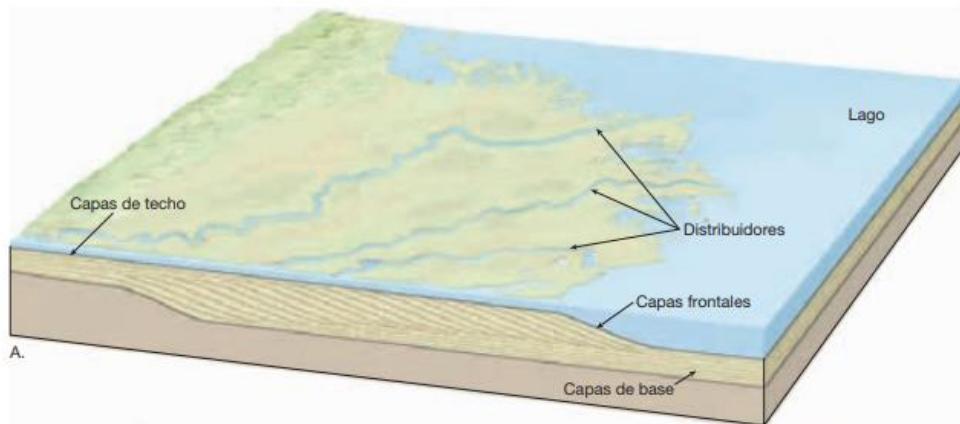


Figura 19. Tipos de sistemas de canales. (Brice, 1975)

### 3.5 Deltas lacustres

Depósitos formados cuando una corriente de agua ingresa a un lago disminuye su movimiento y deposita los sedimentos que contiene, los cuales se pueden presentar en capas frontales constituidas por sedimentos de grano grueso que forman una estratificación en el sentido de la corriente; en capas de techo depositadas horizontalmente sobre los depósitos de capa frontal; y en capas de base constituidas por sedimentos finos (limo y arcilla) que se depositan horizontalmente. Cuando hay un aumento en el cauce de la corriente el río se desvía hacia caminos con mayor gradiente formando causes más pequeños llamados distribuidores (Figura 20) (Tarbuck & Lutgens, 2005)



**Figura 20.** Estructura de un delta simple que se forma en las aguas relativamente tranquilas de un lago. Extraído de Tarbuck & Lutgens (2005).

Estos deltas lacustres pueden presentarse con una geomorfología trenzada (braid deltas) cuando son formados por la progradación de sistemas fluviales trenzados y se caracterizan por tener una borda de abanico constituido de sedimentos de grano grueso (Bowman, 1990; Hampton & Horton, 2007; Horton y Schmitt, 1996; McPherson et al., 1987, 1988; Nemec et al., 1984; Nemec y Steel, 1988; Ricketts y Evenchick, 2007). En la zona de estudio se identifican braid deltas los cuales se caracterizan por la presencia de dos componentes: un abanico deltaico (fan delta) y una zona de embahiamiento (beach embayment) diferenciados por su morfología, proceso de depósito y facies sedimentarias, cada uno con un componente subaéreo costero y uno subacuático, en donde el fan delta contiene canales fluviales trenzados, mientras que la zona de embahiamiento es respaldada por una llanura con suave pendiente (Figura 21) (Bell C. M., 2009).

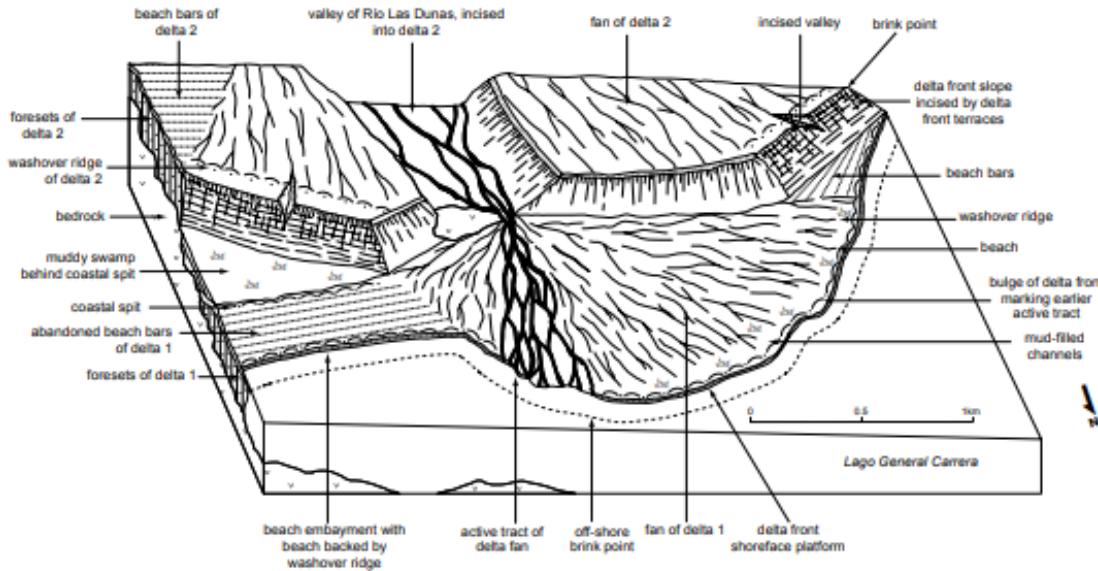


FIG. 9. Diagram showing the nomenclature of the morphological components of deltas 1 and 2.

**Figura 21.** Diagrama que muestra la nomenclatura morfológica de los componentes de deltas. (Bell C. , 2009)

Los deltas tipo Gilbert son definidos por primera vez por Gilbert (1885), corresponden a deltas con pendientes pronunciadas originados cuando los ríos entran a un cuerpo de agua relativamente profundo. Permiten conocer los cambios del nivel base en un corto periodo de tiempo, sin embargo, los aumentos del nivel base son difíciles de identificar a partir de los depósitos del frente del delta ya que son generalmente erosionados cuando el nivel vuelve a disminuir (Gobo et al., 2015). Los cambios del nivel base pueden ser causados por tectónica si son de corto plazo o por ciclos eustáticos de quinto sexto orden combinados con cambios en la tasa de suministro de sedimentos (Colella, 1984; Gawthorpe & Colella, 1990; Dart et al., 1994; Massari, 1996; Soria et al., 2003).

### 3.6 Abanicos aluviales

Definido por Rachocki (1981) como depósitos fluviales cuya superficie se asemeja de forma conoide que se extiende radialmente pendiente abajo desde el sitio donde el curso del agua abandona la zona montañosa. Son acumulaciones de sedimentos clásticos depositados bajo una ruptura de pendiente originados por la pérdida de encajamiento del canal suministrador del sistema aluvial (Colombo, 2010) que deposita su carga por disminución de velocidad y nivel de pendiente

(Tarbuck & Lutgens, 2005). Los sedimentos de grano grueso se localizan en la zona apical mientras que los de grano fino se depositan en la zona distal (Colombo, 2010). De esta manera la distribución del material terrígeno sigue un comportamiento granodecreciente.

Cuando el suministro de detritos supera la capacidad de transporte ocurre la sedimentación, la cual se ve influenciada por los siguientes factores: factor topográfico, factor litológico, factor climático y factor tectónico. La influencia del primer factor se ve manifestado para dos casos generales: cuando la pendiente es inclinada, la erosión es más importante y por tanto hay un mayor desarrollo de abanicos que son alimentados por cuencas pequeñas, mientras que en los casos con pendientes suaves los abanicos son dominadas por procesos fluviales que derivan de grandes cuencas de recepción. El factor litológico se ve relacionado con la meteorización, la cual es dependiente del tipo de roca y por ende condiciona la granulometría de los sedimentos a obtener. Así mismo, el factor climático también influye en la meteorización y por lo tanto en el suministro de sedimentos, y a su vez afecta al transporte de partículas debido a la cantidad disponible de agua dada por precipitación (Tarbuck & Lutgens, 2005). Por último, el factor tectónico influye en la topografía ya que se genera un aumento de pendiente en casos donde el alzamiento del frente montañoso es más mayor que la incisión del canal provocando que la deposición se sitúe al pie de la montaña y si es el caso, sobre la zona apical de un abanico previo. En caso contrario, para un descenso del relieve hay un encajamiento del canal hasta zonas distantes permitiendo que la deposición se desplace a las zonas medias y distales del abanico. (Tarbuck & Lutgens, 2005; Colombo, 2010)

Los abanicos aluviales pueden dividirse en tres zonas: zona proximal o cabecera, zona media y zona distal (Figura 22). La primera contiene sedimentos de grano grueso y se sitúa en la cabecera del abanico. La zona media es la que se encuentra entre la cabecera y partes bajas del abanico, la cual consiste en sedimentos de granulometría intermedia. Por último, la zona distal corresponde al área más lejana del ápice y contiene los detritos más finos. (Blissencach, 1954; Colombo, 2010)

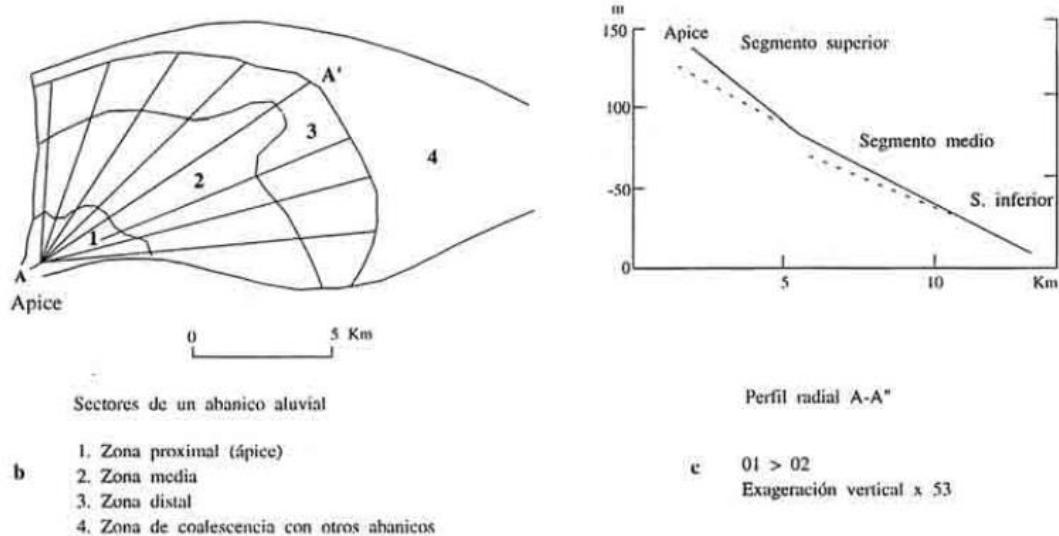


Figura 22. Zonas de un abanico aluvial y perfil longitudinal del mismo. Extraido de Gomez Villar (1996).

### 3.7 Antecedentes paleontológicos

#### 3.7.1 Fósiles de Invertebrados

Se han encontrado 84 taxones de macroinvertebrados marinos en la Fm. Guadal otorgando una edad del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Frassinetti & Covacevich , 1999) estos incluyen ensamblajes de moluscos, bivalvos y gasterópodos, celentéreos, braquíopodos, crustáceos, etc (Tabla 2). De este modo se logran distinguir especies pertenecientes a 6 filos diferentes: Filo Mollusca, Filo Annelida, Filo Briozoa, Filo Arthropoda, Filo Brachiopoda y Filo Echinodermata.

El primero corresponde a uno de los filos de invertebrados más diversos los cuales pueden habitar en ambientes terrestres y marinos de agua dulce, caracterizados por poseer una simetría bilateral y una concha o placas calcáreas de crecimiento; dentro de este filo se puede reconocer la clase gastropoda bivalvia, y cephalopoda, donde las dos primeras se logran reconocer en fósiles de la Fm. Guadal y las dos últimas en la Fm. Toqui. La clase gastropoda (Cuvier, 1797) presenta típicamente una concha aragonítica externa univalva en forma de espiral desprovista de tabiques cuya composición permite crear moldes internos cuando el fósil es disuelto tras un enterramiento, comprende la subclase Prosobranchiata que corresponde a gasterópodos mayoritariamente marino con conchas de torsión completa y se subdivide en tres órdenes: Archaeogastropoda,

Mesogastropoda y Neogastropoda, este último es caracterizado por ser de concha sólida usualmente de gran tamaño y contiene a la especie *Turritellas* encontrado en la Fm. Guadal. Los fósiles pertenecientes a la clase bivalvia (Linnaeus, 1758) poseen una concha de composición ya sea calcitica o aragonitica, la cual esta articulada dorsalmente por una charnela y conformada por dos valvas simétricas entre sí que son separadas fácilmente durante la fosilización una vez el animal fallece, dentro de esta clase se encuentra la subclase Pteriomorpha y el orden Ostreoida que consisten en ostras marinas generalmente cementadas al sustrato y que se representan en la Fm. Guadal en un banco de ostras rotas. Cabe destacar que los fósiles de bivalvos reconocidos en la Fm. Santa Cruz son de tipo continental distinguiéndose la especie *Diplodon*. Por último, la clase Cephalopoda corresponde a moluscos marinos de simetría bilateral con una serie de tentáculos y cuya concha es de composición aragonítica con una forma de cono expandido, estos cefalópodos se dividen tradicionalmente en tres subclases, una de ellas es la subclase coloidea cuyo registro fósil más importante son los belemnnoidea considerados parte de la alimentación de varios reptiles marinos y que se encuentran en la Fm. Toqui.

El filo Annelida conocidos comúnmente como gusanos presentan simetría bilateral y morfología vermiforme, comprende la clase Polychaeta que contiene a los *serpulidos* (Risso, 1826) que construyen tubos calcáreos en los que habitan. Otro invertebrado presente en la Fm. Guadal son los briozos, pertenecientes al filo Briozoa (Nitsche, 1869) que representan animales coloniales acuáticos marinos, aunque algunos son de agua dulce, y segregan tubos calcáreos o quitinosos (zoecias) que envuelven las partes blandas. Por otra parte, los crustáceos pertenecen al filo Arthropoda caracterizados por poseer apéndices articulados, exoesqueleto quintinoso y un cuerpo segmentado. Del filo Brachiopoda corresponde a invertebrados marinos bentónicos sésiles y suspensívoros, de cuerpo no segmentado alojado en una concha externa bivalva se encuentran *rhynchonellas* pertenecientes a la clase rhynchonellata caracterizados por una concha calcárea usualmente biconvexa y una capa externa proteica, además de braquidios calcificado. Por último se reconocen equinodermos pertenecientes al filo Echinodermata que se destacan por ser invertebrados movilizados por un sistema hidráulico, presentar una simetría pentarradiada, un desarrollo del sistema ambulacral por el cual circula el agua que ingresa y un esqueleto mineralizado. En efecto, los equinodermos son los únicos animales movilizado por un sistema hidráulico.

Mollusca: Bivalvia		ARTHROPODA: MALACOSTRACA
Nuculidae		Geryoniidae
<i>Nucula reticularis</i>		<i>Archaeogeryon cf. patagonicus</i>
<i>Nucula (Leionucula) sp.</i>		ECHINODERMATA: ECHINOIDEA
Mallettiidae		Schizasteridae
<i>Neilo ornata</i>		<i>Schizaster cf. ameghinoi</i>
Arcidae		Monophorasteridae
<i>Arca (Arca) patagonica</i>		<i>Iheringiella patagonensis</i>
<i>Arca</i> sp.		
Parallelodontidae		
<i>Cucullaria darwini</i>		
Cucullaeidae		
<i>Cucullaea alta</i>		
Limopsidae		
<i>Limopsis insolita</i>		
Mytilidae		
<i>Braechidontes andinus</i>		
<i>Modiolus cf. ameghinoi</i>		
<i>Modiolus</i> sp.		
Pinnidae		
<i>Pinna magellanica</i>		
Isognomonidae		
<i>Isognomon quadrisulcatus</i>		
Pectinidae		
'Chlamys' <i>centralis</i>		
<i>Zigochlamys geminatus</i>		
Ostreidae		
<i>Crassostrea aff. Hatchery</i>		
Carditidae		
<i>Cardiocardita inaequalis</i>		
<i>Pleuromeris eleganoides</i>		
Crassatellidae		
<i>Crassatella cf. longior</i>		
<i>Crassatella patagonica</i>		
Cardiidae		
<i>Trachycardium puelchum</i>		
<i>Patagonocardium philippii</i>		
<i>Patagonocardium iheringi</i>		
<i>Patagonocardium? guadalensis</i>		
Lahillidae		
<i>Lahillia</i> sp.		
Solenidae		
<i>Solena</i> sp.		
Tellinidae		
<i>Tellina</i> sp. 1		
<i>Tellina</i> sp. 2		
<i>Macoma?</i> sp.		
Veneridae		
<i>Dosinia aff. meridionalis</i>		
<i>Eurhomalea? navidadiformis</i> sp. nov.		
<i>Chione argentina</i>		COELENTERATA: ANTHOZOA
<i>Chione darwini</i>		Flabellidae
<i>Chione cf. meridionalis</i>		<i>Flabellum aequalis</i>
<i>Chione patagonica</i>		BRYOZOA
Hiatellidae		Bryozoa spp. indet.
<i>Panopea bagualensis</i>		BRACHIOPODA: INARTICULATA
<i>Panopea nucleus</i>		Discinidae
<i>Panopea</i> sp.		<i>Discinisa</i> sp.
Pholadidae		BRACHIOPODA: ARTICULATA
<i>Pholadidea patagonica</i>		Terebratellidae
Pholadomyidae		<i>Terebratella aff. patagonica</i>
<i>Pholadomya (Bucardiomya)</i> sp.		<i>Terebratella</i> sp. 1
Periphiomatidae		<i>Terebratella</i> sp. 2
<i>Periploma</i> sp.		<i>Iheringithyris</i> sp.

**Tabla 2.** Fauna compuesta de macroinvertebrados de estratos marinos en Pampa Castillo (según Frassinetti y Covacevich (1999)

Cabe destacar, que en la zona de estudio se han encontrado en estromatolitos microfósiles de foraminíferos pertenecientes al género *Globigerina* y *Quinqueloculina* (Mimica, 2020). Mayoritariamente los foraminíferos son organismos bentónicos formadores de conchas que puede presentar una variedad de formas, en vida habitan en los primeros 300 metros de la columna de agua y al morir descienden al fondo Marino.

### **3.7.2 Fauna Santacruceña**

El término Fauna Santacrusense hace referencia a los mamíferos fósiles terrestres de edad SALMA (edad de los mamíferos terrestres de Sudamérica Santacruceña y del inglés South American land mammal ages) de Sudamérica, cuyo nombre procede de la provincia de Santa Cruz en la Patagonia Argentina y abarca una edad una edad tardía del Mioceno temprano. (Flynn, y otros, 2002).

En Chile, al suroeste del Lago General Carrera en la Meseta Cosmelli se han encontrado numerosos fósiles pertenecientes a este grupo (Niemeyer, 1975; Flynn et al., 2002; De la Cruz y Suárez, 2006), destacándose en primer lugar la localidad de Pampa Guadal el cual posee un material de fósil delicado, pero excelentemente conservado con ocurrencias de gliptodontes basales, roedores *dasyproctid*, *astrapotheriids*, *toxodontids* e *interatheriids* que apoyan una edad santacrusiana (~ 16.5 - 16.0 Ma) (Bostelmann & Buldrini, 2012). En segundo lugar, dentro de la Meseta Cosmelli se destaca la Pampa Castillo caracterizado por poseer una diversidad taxonómica de 36 especies que incluye 5 órdenes, 9 familias y 11 géneros (Bostelmann & Buldrini, 2012) (Tabla 3), representando el registro más alto para cualquier fauna local del Mioceno temprano de Sudamérica (Flynn et al., 2002), esta variedad permite restringir parte de la cronología de mamíferos y caracterizar la composición de la fauna (Bown y Fleagle, 1993; Tauber, 1997a, b).

Marsupialia		Rodentia	
Palaeothentidae		Chinchillidae	
<i>Palaeothentes pascuali</i>		<i>Prolagostomus pusillus</i>	
<i>Palaeothentes minutus</i>		<i>Prolagostomus profluens</i>	
<i>Palaeothentes intermedius</i>		<i>Prolagostomus divisus</i>	
<i>Palaeothentes smeti</i>		<i>Pliolagostomus notatus</i>	
Borhyaenidae		Echimyidae	
<i>Cladosictis</i> sp.		<i>Stichomys</i> sp.?	
Edentata		<i>Spaniomyss riparius</i>	
Dasypodidae		<i>Acarechimys cf. A. minutus</i>	
<i>Prozaedius</i> sp.		<i>Acarechimys new sp.</i>	
<i>Proeutatus</i> sp.		Dasyprotidae	
Glyptodontidae		<i>Neoreomys australis</i>	
<i>Propalaehoplophorus</i> sp.		<i>Scleromys</i> sp. (« <i>Scleromys</i> » en la EMTS Laventense)	
Megalonychidae		Octodontidae	
<i>Hapalops</i> sp.		<i>Sciamys principalis</i>	
Notoungulata		Eocardiidae	
Homalodotheriidae		<i>Eocardia perforata</i>	
<i>Homalodotherium</i>		<i>Schistomys erro</i>	
Toxodontidae		Erethizontidae	
<i>Adinotherium</i> sp.		<i>Steromys duplicatus</i>	
<i>Nesodon</i> sp.		<i>Steromys new sp.</i>	
Interatheriidae		Neoepiblemidae	
<i>Prototylotherium</i> sp.		<i>Perimys impactus</i>	
Hegetotheriidae		<i>Perimys scalaris</i>	
<i>Hegetotherium</i> sp.		<i>Perimys procerus</i>	
Astrapotheria		<i>Perimys onustus</i>	
Astrapotheriidae		<i>Perimys perpinguis</i>	
<i>Astrapotherium</i> sp.			
Litopterna			
Proterotheriidae			
<i>Proterotherium</i> sp.			
Macraucheniiidae			
<i>Theosodon</i> cf. <i>T. gracilis</i>			

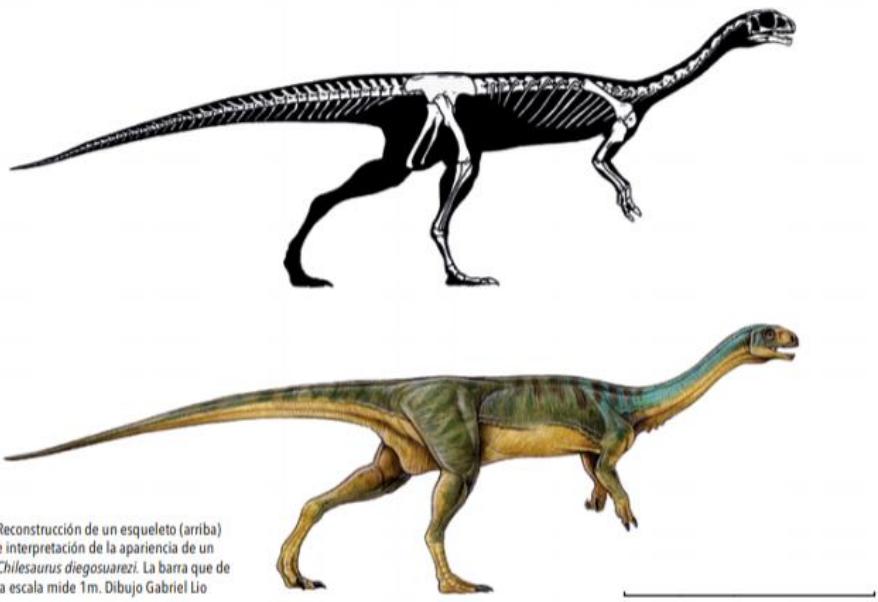
**Tabla 3.** Listado de la Fauna de Pampa Castillo

### 3.7.3 *Chilesaurus diegosuarezi*

Corresponde a uno de los primeros fósiles de vertebrados de la Fm. Toqui (145 Ma) descubierto en el año 2004, siendo la especie de reptil de Aysén a fines del Jurásico, el cual reúne características de 3 grupos diferentes de dinosaurios: terópodo, saurópodomorfos y ornitiskios (Figura 23). Los caracteres de terópodo se observan en los huesos del cuello, cadera y tibia, mientras que los rasgos de onitisquios consisten en la rotación hacia atrás del hueso pubis ubicado paralelamente al isquion permitiendo espacio suficiente para intestinos largos y adecuados para procesar vegetales; y se asemeja con los saurópodomorfos debido a su mandíbula que contiene dientes en forma de hojas y bordes aserrados, además de lo primitivo de los huesos del tobillo y un

pie ancho constituido por cuatro dedos. El descubrimiento del *chilesaurus diegosuarezi* genera una gran discusión debido a que su anatomía cuestiona considerablemente las conjeturas sobre la evolución de los dinosaurios, es por esto que el paleontólogo Matthew Baron, de la Universidad de Cambridge propone al Chilesaurus como un eslabón perdido entre terópodos y ornitisquios, lo que implica revisar el árbol filogenético de los dinosaurios por completo y hacer modificaciones profundas. (Novas et al., 2018)

Actualmente se considera que este dinosaurio formó parte de una estirpe de dinosaurios que fue modificando una dieta originalmente carnívora a una herbívora. Por otra parte, se estima que el margen occidental de Patagonia otorgaba las condiciones ecológicas apropiadas para mantener una elevada abundancia numérica de dinosaurios debido a que a fines del Jurásico esta especie se encontraba viviendo solo en Patagonia, periodo en el cual se encontraba habitando en conjunto de cocodrilos primitivos de 80 cm de longitud y con saurópodos. (Novas et al., 2015; Novas et al., 2018). Los saurópodos identificados en la zona de estudio permiten distinguir la presencia de tres clados de saurópodos: un grupo indeterminado, Titanosauriformes representado por un fémur y tibia, y Diplodocoidea identificándose dos miembros: Diplodocidae basal y Diplodocinae (Salgado, y otros, 2015)



**Figura 23.** Extraído de Novas et al., 2018. Dibujo de Gabriel Lio. La escala mide 1 metro

### 3.7.4 Trazas fósiles

Son estructuras de origen biológico preservado en el sedimento que reflejan el comportamiento del organismo que la produce y a su vez, permiten reflejar la morfología de dicho organismo. En el área de estudio específicamente en la Formación Toqui se pueden encontrar trazas horizontales de *Thalassinoides* que corresponden a sistemas de madrigueras interconectadas formadas por pozos y túneles cilíndricos en forma de Y o T conformando laberintos ramificados, son un componente común de las icnofacies *Zoophycos* y *Glossifungites* abundantes en rocas post-Paleozoicas. Este icnofosil es originado principalmente por crustáceos decápodos, primordialmente camarones talasínidos (PAUL M. MYROW). Por otro lado, como trazas verticales se encuentran los *skolithos* que corresponden a madriguras no ramificadas que pueden ser rectas a ligeramente curvas o subcilíndricas (Fernandez y Pasos, 2012) causados por anélidos o foronídeos y se encuentran asociadas a otras trazas fósiles como *Ophiomorpha* también presente en la zona, el cual se caracteriza por paredes de madrigueras principalmente como gránulos densos, discoides, ovoides o poligonales irregulares distribuidos regularmente (Frey et al., 1978) originados por decápodos y presentes en rocas sedimentarias de ambiente profundo hasta sublitoral, dentro de este grupo se reconocen 3 icnoespecies: *Ophiomorpha rufa*, *Ophiomorpha nodosa* y *Ophiomorpha annulata*.

## Capítulo 4: Marco teórico de geopatrimonio

### 4.1 Geodiversidad

Considerado por Gray (2013) como la variabilidad de los materiales de la superficie de la Tierra abarcando las características hidrológicas, de suelo, geomorfológicas (accidentes geográficos, topografía, procesos físicos) y geológicas (rocas, minerales y fósiles), los cuales poseen un valor científico, cultural, estético, económico y educativo. La geodiversidad influye en la biodiversidad (Hjort et al., 2015) en el suministro de sustrato, formación de suelo, procesos biogeoquímicos y de ciclo del agua y geomorfológicos para la conservación del hábitat, por ende, permite sustentar las especies vivas en conjunto de sus ambientes (Hjort et al., 2015). Además, es capaz de albergar la información sobre la biodiversidad pasada a través de fósiles, esporas, polen, etc, y de los factores que afectaron en el hábitat y por tanto su biodiversidad, por ejemplo: un evento volcánico, erosión, sedimentación, o un cambio climático (Ackerly et al., 2010; Dobrowsk, 2011; Keppel et al., 2012). Cabe destacar que sus elementos otorgan un beneficio con o sin ser extraídos, de manera que sustentan a la sociedad por lo que su gestión debe ser adecuada para el logro de los ODS (Objetivos de Desarrollo Sostenible de la ONU) de la Agenda 2030 (Gill, 2017).

### 4.2 Geopatrimonio

Referido por Reynard y Brilha (2018a, b) como el conjunto de sitios geológicos de un área determinada que posee valores especiales para justificar usos no extraíbles, y por (Gray M. , 2018) como parte de la geodiversidad que es considerada digna de geoconservación. Por otra parte, el equipo del Servicio Geológico Español y Sociedad Española de Geología establece a través de la Ley 42/2007 de Patrimonio Natural y Biodiversidad que el geopatrimonio comprende los recursos geológicos naturales de valor científico, cultural y / o didáctico que contribuyan al conocimiento, estudio e interpretación del origen y evolución de la Tierra, los procesos que la han formado, los climas y paisajes tanto del pasado como del presente, el origen y evolución de la vida. Esto comprende formaciones, estructuras geológicas, minerales, rocas, meteoritos, fósiles, etc (Fuertes-Gutiérrez & Fernández-Martínez, 2012).

El geopatrimonio constituye el patrimonio natural de nuestro planeta que se encuentra en riesgo por factores antrópicos y naturales (Bétard & Peulvast, 2019), pero con una adecuada gestión es capaz de generar beneficios a los visitantes y operadores locales, lo cual se ve reflejado a través

de parques nacionales, monumentos y reservas naturales con la implementación de paneles informativos, folletos, guías de campo, museos, etc. (Henriques et al., 2011)

#### 4.3 Geoconservación

Se encarga principalmente de proteger las características de la geodiversidad consideradas dignas de conservación por su valor geopatrimonial (Reynard & Brilha, 2018), a través de la implementación de procedimientos específicos de inventario, evaluación, conservación, valoración y seguimiento centrándose mayoritariamente en aquellos con valor científico, educativo, turístico o cultural excepcional. Corresponde al conjunto de acciones destinadas a mantener geositios y sitios de geodiversidad que enfrentan amenazas naturales o humanas (Brocx & Semeniuk, 2007; Prosser et al., 2013; Croft & Gordon, 2015). Así mismo, determina que geositios deben estar sujetos a medidas de protección por políticas de conservación de la naturaleza y planificación del uso de suelo y, por lo tanto, dignos de recursos (Brilha, 2002; Henriques et al., 2011). La geoconservación brinda conocimientos útiles en la resolución de problemas ambientales de relevancia social (sobreexplotación de recursos, mal uso de suelos) e incluye la gestión de la conservación de la geodiversidad por su valor funcional en la prestación de servicios ecosistémicos y / o en el apoyo a la biodiversidad (Bétard & Peulvast, 2019).

#### 4.4 Geositio

Es definido por Wimbledon (1998) como un lugar de la superficie terrestre que refleja los procesos y eventos, así como períodos de tiempo y características significativas para la identidad del planeta. Es aquel sitio que posee una característica específica reconocida y valorada por expertos que lo vuelve singular y relevante para la comprensión de la historia y dinámica de la Tierra, siendo parte del geopatrimonio de la Tierra y representando un importante recurso de aprendizaje (Henriques et al., 2011). Para la evaluación y selección de geositios se debe considerar la ocurrencia, visibilidad, densidad, concentraciones, diversidad, complejidad y preservación física del sitio a estudiar (Chlachula, 2020).

#### 4.5 Geoparques

Corresponden a zonas con elementos de geopatrimonio de importancia internacional, dentro del cual el geoturismo y estrategias de educación impulsan al desarrollo sostenible de las comunidades locales (McKeever & Zouros, 2005), orientado al desarrollo económico y cultural de la zona. La UNESCO (2010) establece que un geoparque es un área con límites definidos que posee una cantidad significativa de geositios con un valor particular, rareza o relevancia estética y paisajística, abarcando la biodiversidad, aspectos históricos y culturales propios. Los geoparques buscan contribuir a asegurar la conservación del geopatrimonio mediante estrategias que permitan el reconocimiento y divulgación, por lo que dentro de estas áreas se realizan actividades geoturísticas y educativas (Schilling, Toro, Contreras, & Levy). Para ser declarado geoparque la zona debe cumplir tres principios: existencia de un patrimonio geológico que sirva de protagonista y eje conductor, el desarrollo de iniciativas de geoconservación y divulgación, y favorecer el desarrollo socioeconómico y cultural de la zona local.

A partir del 2015 la UNESCO posee un segundo mecanismo para distinguir el patrimonio geológico correspondiente a los “Geoparques Mundiales de la UNESCO” (Henriques & Brilha, 2017), con foco en la conservación y uso sostenible incentivando la concientización y sensibilización respecto al patrimonio. Actualmente en Chile existe un único geoparque el cual es reconocido por el SERNAGEOMIN llamado Küttralkura de 8.100 km<sup>2</sup> ubicado en la región de la Araucanía en el Parque Nacional Conguillío, del cual se espera que permita mejorar la calidad de vida de la población y ayudar a la difusión de las ciencias de la tierra (Chlachula, 2020).

#### 4.6 Geoturismo

Corresponde al turismo sustentable a partir de la geodiversidad perteneciente a una región con el fin de impulsar una interpretación integral del medio ambiente y la cultura del área, trayendo beneficios a la comunidad local y demostrando la conexión entre el geoturismo y los servicios culturales (Brilha et al., 2018). El desarrollo del geoturismo permite un vínculo entre las autoridades, comunidades locales, el sector privado, empresas y agencias de turismo, restaurantes, hospedajes, entre otros (Torabi et al 2011). Estimula las habilidades creativas en algunos de sus

agentes activos que desarrollan productos turísticos relacionados con el patrimonio geológico local (Henriques et al., 2011). Permite obtener un ingreso económico de un recurso natural sin la necesidad de explotación y aporta a generación de mayor conciencia y apreciación por el valor geopatrimonial nacional, así como el desarrollo regional y crecimiento económico (Goessling y Hall 2005; Dowling y Newsome 2010; Dowling 2009, 2011). Cabe destacar, que el geoturismo se logra a través de visitas a sitios de interés en donde se expongan estructuras geológicas, paleontológicas o geomorfológicas, tours guiados, puntos de observación del paisaje, y para evaluar el potencial geoturístico se debe considerar no solo el atractivo del lugar sino también su acceso a este mismo ya sea por medio de bicicleta, vehículo, caminata, etc.

#### 4.7 Georuta o ruta geológica

Una ruta geológica o georuta es un recorrido elaborado con el fin de explicar uno o más conceptos geológicos insertos en la naturaleza donde el público general puede aprender sobre formaciones y litologías, al igual que de otras disciplinas relacionadas a las geociencias tales como petrología, paleontología, mineralogía, tectónica, etc (Martinez, 2017).

#### 4.8 Geoherencia

El termino geoherencia o geoheritage es definido por Brilha (2016) como elementos *in situ* y *ex situ* que poseen un valor científico. Se encuentra materializada por elementos excepcionales de geodiversidad tales como: minerales, fósiles, rocas, accidentes geográficos y sus paisajes, suelos y procesos geológicos y geomorfológicos activos (Brilha et al., 2018). De esta manera, son útiles para otorgar conocimientos que permitan reconstruir la historia de la Tierra.

#### 4.9 Antecedentes

En 1945 la UNESCO busca fomentar la identificación, protección y preservación del patrimonio cultural y natural de todo el mundo, llegando al acuerdo con los países miembros de dicha organización de que es necesario un esfuerzo en conjunto de todos los países para proteger y poder transmitir estos sitios de valor patrimonial a las generaciones futuras. En 1994 IUGS propone el desarrollo del proyecto Global Geosites cuyo objetivo principal consistía en vincular a la sociedad geológica mundial en la compilación de un inventario global y base de datos para la identificación distintos contextos geológicos y posteriormente sitios geológicos que los

representen, esto con el fin de proteger los recursos geológicos con valor científico y educativo, y promover la geoconservación. Finalmente, esta labor se lleva a cabo en 1997 con el apoyo de la UNESCO. Luego en Junio del año 2000 se crea la Red Europea de Geoparques (European Geoparks Network, EGN) que se distribuye actualmente en 17 países europeos, con 43 Geoparques; y en el año 2004 se funda la GGN (Global Geoparks Network), que corresponde a una organización sin fines de lucro en donde los miembros se comprometen a trabajar juntos, intercambiar ideas de las mejores prácticas y unirse a proyectos comunes para elevar los estándares de calidad de todos los productos, cuya membresía es requerida para nombrar a un área “geoparque” y con ello ser parte de los Geoparques Mundiales de la UNESCO. Posteriormente en mayo de 2017 es fundada la Red GeoLAC (Red de Geoparques mundiales de la UNESCO de América Latina y El Caribe) que busca contribuir a divulgar los geoparques mundiales de la UNESCO como herramientas para promover el desarrollo sostenible y conservación del patrimonio geológico, histórico y cultural.

Actualmente, el Estado de Chile a través del Consejo de Monumentos Nacionales (CMN) integrado por representantes de instituciones públicas y privadas se encarga de seis categorías de protección amparado por la ley 17.288, estas son: monumentos históricos, monumentos públicos, sitios arqueológicos, zonas típicas, monumentos paleontológicos, santuarios de la naturaleza, en donde las zonas típicas corresponden a áreas urbanas o rurales, sectores o unidades territoriales que por su valor estético o forma de vida que generan merecen ser preservados. Una segunda ley en Chile encargada de regular el manejo y gestión de los fósiles del país es la ley 19.300 la cual comprende al patrimonio geológico como una de las causales de ingreso al Servicio de Evaluación Ambiental (SEA) mediante un estudio de impacto ambiental (EIA).

## Capítulo 5: Resultados

### 5.1 Definición de objetivos

De acuerdo con Brilha (2016) primero se debe definir el tema, valor, escala y uso (Ver Metodología) que se utilizara en la zona de estudio para definir los geositios y sitios de geodiversidad. Estos son:

- **Tema:** Patrimonio geológico, paleontológico, geomorfológico y arqueológico
- **Valor:** Científico, educativo, turístico y arqueológico.
- **Escala:** Área limitada (2812 km)
- **Uso:** Promover la geodiversidad local

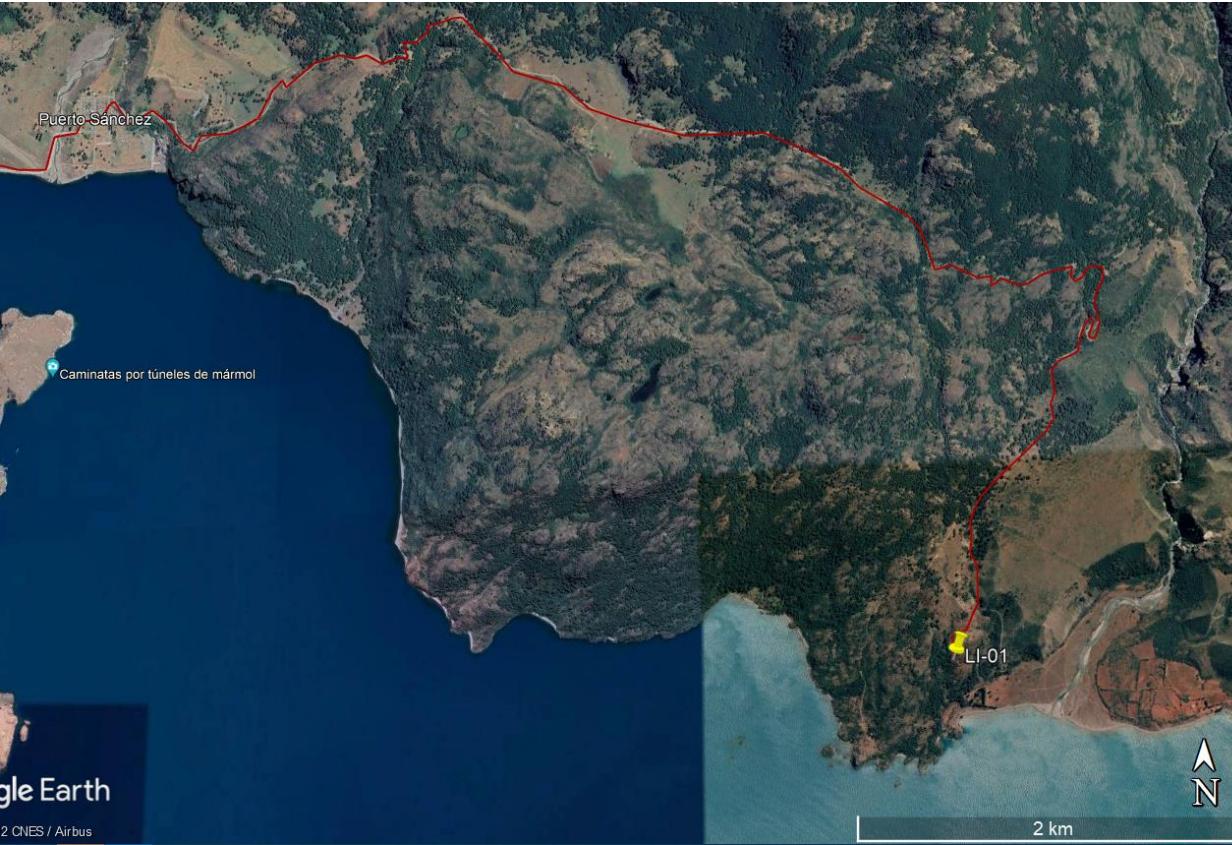
### 5.2 Inventario de potenciales geositios y sitios de geodiversidad

Para la preselección de geositios y sitios de geodiversidad se tomó en consideración lugares recomendados por personas que estudiaron la zona anteriormente (Manuel Suárez, José Benado y su equipo). Por otra parte, otros sitios propuestos fueron en base a la información turística del área de estudio y a la recopilación de información geológica estudiada en la primera parte de este trabajo de tesis.

La evaluación cualitativa se realiza mediante fichas que especifican para cada sitio propuesto la información de los criterios de la Tabla 1 (Ver Metodología) los cuales son denominados con las siglas LI: lugar de interés, y que a continuación se encuentran agrupados de acuerdo con el principal atributo por el cual fueron seleccionados.

### 5.2.1 Lugar de interés arqueológico

#### LI-01: Pintura rupestre Río Müller

LI-01: Pintura rupestre Río Müller		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Río Ibáñez	<b>Coordenadas:</b> 46°37'3.98"S, 72°31'7.06"O
<b>Localidad:</b> Puerto Sánchez, al oeste de la desembocadura del río Muller		
<b>Propietario:</b> Desconocido. Pertenece al dueño del terreno.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Valor arqueológico, cultural		
<b>Accesibilidad:</b>  Ubicado al este de Puerto Sánchez y aproximadamente 370 metros en línea recta al lado oeste de la desembocadura del Río Müller (Figura 24). Para llegar se puede acceder a través de la ruta X-731 desde Puerto Sánchez y luego usando un camino montañoso que se encuentra en buen estado y se usaba antiguamente para faenas mineras.		
		
<b>Figura 24.</b> Ubicación de LI-01 Pintura Rupestre Río Müller.		
<b>Descripción:</b>		

Al lado oeste de la desembocadura del Río Müller se encuentran dos zonas con pinturas rupestres separadas una de otra por 10 metros en rocas de filita y mármol (Figura 25). Estas se encuentran cubiertas por carbonato cálcico lo que dificulta la identificación total de la pintura, sin embargo, se logra identificar la forma de una mano derecha con dedos juntos y arrastres de dedos (Sade y Catañeda, 2017). Además, en este mismo sector se han descubierto materiales líticos de cazadores recolectores tales como raspadores, percutores, cepillos, cuchillos, hacha, entre otros (Figura 26), y a su alrededor se tienen bloques con pintura sobre un suelo compuesto por arena fina y la presencia de un árbol tipo *Schinus sp* que son es una de las especies dominantes en sectores de quebradas y laderas del área de estudio. También la zona posee interacción con animales de granja, perros y liebres.



**Figura 25.** Pinturas Rupestres Río Müller. Extraído de Sade & Catañeda, 2017



**Figura 26.** b) instrumento multifuncional (cuchillo- raspador- raedera) en calcedonia, c) cepillo en mármol-filita, d) raspador sobre lámina, e) núcleo de cuarcita, f) lámina cubierta de pátina calcárea, g) raspador en cuarcita, h-i) percutores, j) hacha (pulida y grabada), k) registro in situ hacha, l-m) detalle grabados hacha. Extraído de Sade & Catañeda, 2017.

#### Bibliografía asociada:

- Sade, K. y Castañeda, F. (2017). *Sitios arqueológicos del Noroeste del Lago General Carrera Cuenca del Río Baker, Aysén, Chile*. Revista de Aysenología, (3) 37-47.
- Poblete, Marco (2017). *El sueño de una pirámide: ¡Ira absoluta a la Punta Miller!*. Blogspot Alturasur.

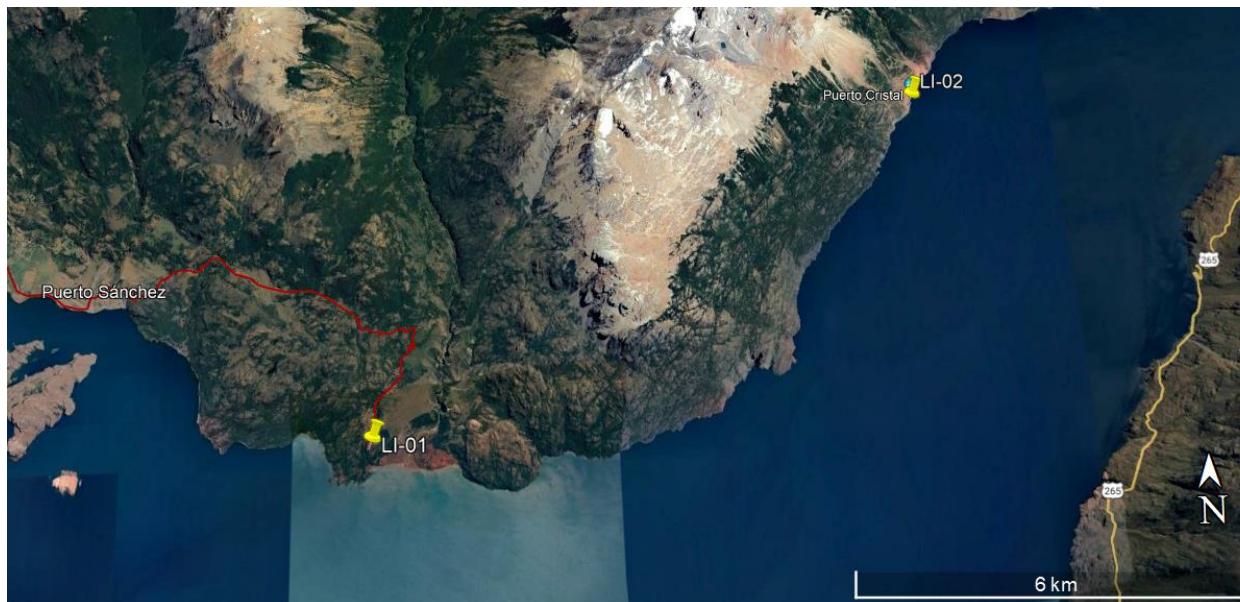
## 5.2.2 Lugar de interés minero

### LI-02: Campamento minero Puerto Cristal

LI-02: Campamento minero Puerto Cristal		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Río Ibáñez	<b>Coordenadas:</b> 46°33'52"S, 72°23'33"O
<b>Localidad:</b> Puerto Cristal, al sur de la desembocadura del estero Rocillo.		
<b>Propietario:</b> Privado, cuenta con protección legal.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Valor industrial, minero		

#### Accesibilidad:

Ubicada en Puerto Cristal, al lado sur de la desembocadura del Estero Rocillo a aproximadamente 50 km al sur poniente del Puerto Ingeniero Ibáñez y a 10,5 km caminando desde la desembocadura del río Müller (Figura 27). Si bien es posible llegar por tierra, este acceso es más complejo, por lo que el ingreso se efectúa a través del Lago, en lanchas o barcaza, sólo cuando el clima lo permite y el viento es favorable. Para adentrarse en este campamento se debe realizar una reserva a la empresa Turismo Puerto Cristal.



**Figura 27.** Ubicación de LI-02 Campamento minero Puerto Cristal

#### Descripción:

Corresponde a una mina abandonada de zinc y plomo antiguamente conocida como “Mina Silva”, la cual inició sus actividades después del establecimiento del Código Laboral a mediados de 1930 impulsado por el Estado a través de CORFO que estimulaba un hábitat minero

e industrial. Tuvo su mayor éxito durante aproximadamente 20 años generando una fuerte inmigración del Archipiélago de Chiloé y evitando de esta forma la migración hacia la Pampa Argentina. Dentro de aquella época se producía el 50% del plomo y más del 40% del zinc de Chile. Los depósitos corresponden a skarns metamórficos incluyendo cuerpos lenticulares a irregulares en calizas, además la presencia de otros minerales como molibdeno, cobre, uranio y mármol.

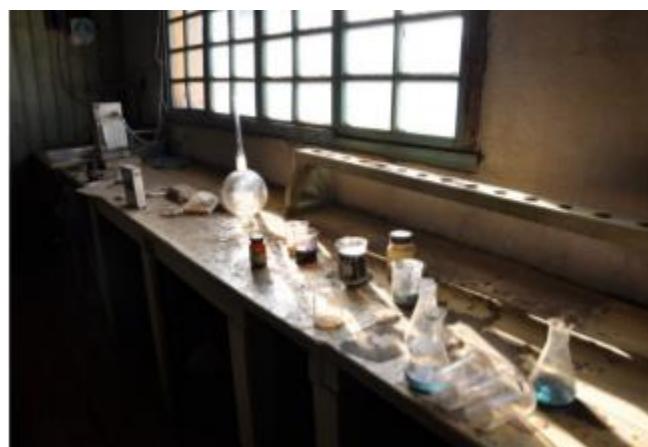
Puerto Cristal logró la construcción de una “microsociedad” que desarrolló una memoria social con fuerte identidad en el territorio. Esto debido a que la empresa minera para incentivar el bienestar social y familiar otorgaron casas para obreros solteros y unifamiliares para obreros con familias, agua potable y alcantarillado, luz eléctrica y calefacción de leña. Entrevistas realizadas en la investigación de Brito (2020) señalan que la construcción de una comunidad en la mina durante sus períodos de actividad fue una valorada experiencia para los habitantes identificándose a ellos mismos como una sola familia, lo cual llevó a la creación de la Agrupación Social y Cultural Los Cristalinos formada con el fin de limpiar el cementerio del lugar y guardar la memoria y patrimonio del sector.

Luego de su cierre en 1997 la zona queda deshabitada y en consecuencia comienza un proceso de deterioro y saqueos. Sin embargo, en el año 2008 fue declarado Monumento Nacional en virtud del decreto 2507 y catalogado dentro del Patrimonio Industrial de Chile. En su visita se logran identificar tres zonas: Sector de las minas. El sector industrial que incluye la planta de flotación, planta de concentración molino giratorio y bola, horno de fundición, laboratorios y talleres (Figura 28 y 29). El campamento compuesto por viviendas, iglesia, escuela, posta, matadero, bodegas, etc. Además, de otras instalaciones tales como el cementerio (Figura 30).

Desde el año 2015 turistas pueden recorrer y alojarse en este antiguo campamento minero, el cual fue declarado Monumento Nacional en el año 2008 en virtud del decreto 2507. Su recorrido es operado por la empresa Turismo Puerto Cristal cuyo contacto y reserva se puede hacer a través de su página web <https://turismopuertocristal.cl>.



**Figura 28.** Planta de procesos. Imagen extraída de Dolores et al., 2019



**Figura 29.** Interior de laboratorio. Imagen extraída de Dolores et al., 2019



**Figura 30.** Cementerio Puerto Cristal. Fuente: Proyecto CONICYT-PIA Soc 1403. Trabajo de terreno, enero 2018. Extraído de Brito, A (2020).

#### Bibliografía asociada:

- Aysenología, R. d. (s.f.). *Red Iberoamericana de innovación y conocimiento científico*. Obtenido de Campamento minero Puerto Cristal, expresión del patrimonio industrial de Aysén: <https://redib.org/>
- Brito, A. (2020). Formas colectivas de habitar en zonas mineras del sur de Chile. Los casos de Puchoco-Schwager (Bío-Bío) y Puerto Cristal (Aysén). *Sophia Austral*, (26), 403-435.
- Dolores Altamirano, M., Pérez Lira, C., & Bernardo Casanova, L. (2019). Campamento minero Puerto Cristal, expresión del patrimonio industrial de Aysén. *Revista de Aysenología*(7), 8-14.
- Ministerio de educación. (2008). *Biblioteca del Congreso Nacional de Chile: Ley Chile*. Obtenido de Decreto 2507 exento: <https://www.bcn.cl/leychile/>
- Ministerio de educación. (2008). *Biblioteca del Congreso Nacional de Chile: Ley Chile*. Obtenido de Decreto 2507 exento.
- Ruiz Fuller, C., & Erickson, G. E. (1962). Metallogenetic provinces of Chile, S. A. *Economic Geology*, 57(1), 91-106.
- Townley, B. K., & Palacios M, C. (1999). Ore deposits and metallogenesis of mainland Patagonia, Aysen, Chile. *Exploration and Mining Geology*, 8(1-2), 91-108.

### LI-03: La Mina Escondida de Puerto Guadal

LI-03: La Mina Escondida de Puerto Guadal		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°52'14.65"S, 72°40'13.17"O
<b>Localidad:</b> Puerto Guadal		
<b>Propietario:</b> Desconocido.		
<b>Atributo geológico y valor:</b> Valor cultural, escénico.		
<b>Accesibilidad:</b>		
Ubicada a 8,44 km de Puerto Guadal tomando la ruta 265 hacia el este y luego el camino de tierra hacia el sur hasta el lugar de interés (Figura 31).		
		
<b>Figura 31.</b> Ubicación de LI-03 La mina Escondida de Puerto Guadal		
<b>Descripción:</b>		
Restos de una planta de tratamiento (Figura 32) explotada por la Empresa Minera del Plomo con capitales franceses ubicada sobre un yacimiento de plomo, zinc y cobre, también se podía obtener otros minerales como calcopirita, galena, piritita, cuarzo y esfalerita. Posee un techo de tejuela labrador que en sus años de función llegó a albergar aproximadamente 150 obreros. Su producción comenzó en 1990 con concentrado de cobre utilizando como método la flotación de mineral sulfurado y cátodos de cobre a través de la lixiviación de mineral oxidado y de biolixiviación de sulfuros de baja ley logrando obtener 360 millones de toneladas de mineral al año.		

En su alrededor se pueden encontrar maquinarias industriales, motores, huinchas de transporte, planta de concentrados, el túnel de extracción que para su ingreso requiere del uso de botas de agua (Figura 33), piscinas decantadoras, chancadoras, polvorín de roca viva en el que guardaban la dinamita y el casino de los empleados, además pequeñas señalizaciones indicando que era cada lugar.

Actualmente se encuentra abandonada casi por completo después de su cierre en 1986 y posee un alto riesgo de degradación. Se recomienda visitar la zona entre abril y mayo debido a la belleza paisajística y a su vez de misterio que le otorga las hojas rojizas de la lenga, árbol nativo ubicado en el sector dando la bienvenida a otoño (Figura 34). Su recorrido se puede efectuar mediante una caminata de 5 km iniciando el sendero a la salida de Puerto Guadal en dirección a Chile Chico donde se logra distinguir con un poco de esfuerzo “Escondida” (Figura 35).



**Figura 32.** Planta de tratamiento. Imagen tomada por Fernández C. y Rodrigo Suárez Ch.



**Figura 33.** Túnel de extracción de material. Imagen tomada por Fernández C. y Rodrigo Suárez Ch.



**Figura 34.** Hojas del árbol lenga en otoño. Imagen tomada por Fernández C. y Rodrigo Suárez Ch.



**Figura 35.** Señalizaciones de Línea de rifles. Imagen tomada por Fernández C. y Rodrigo Suárez Ch.

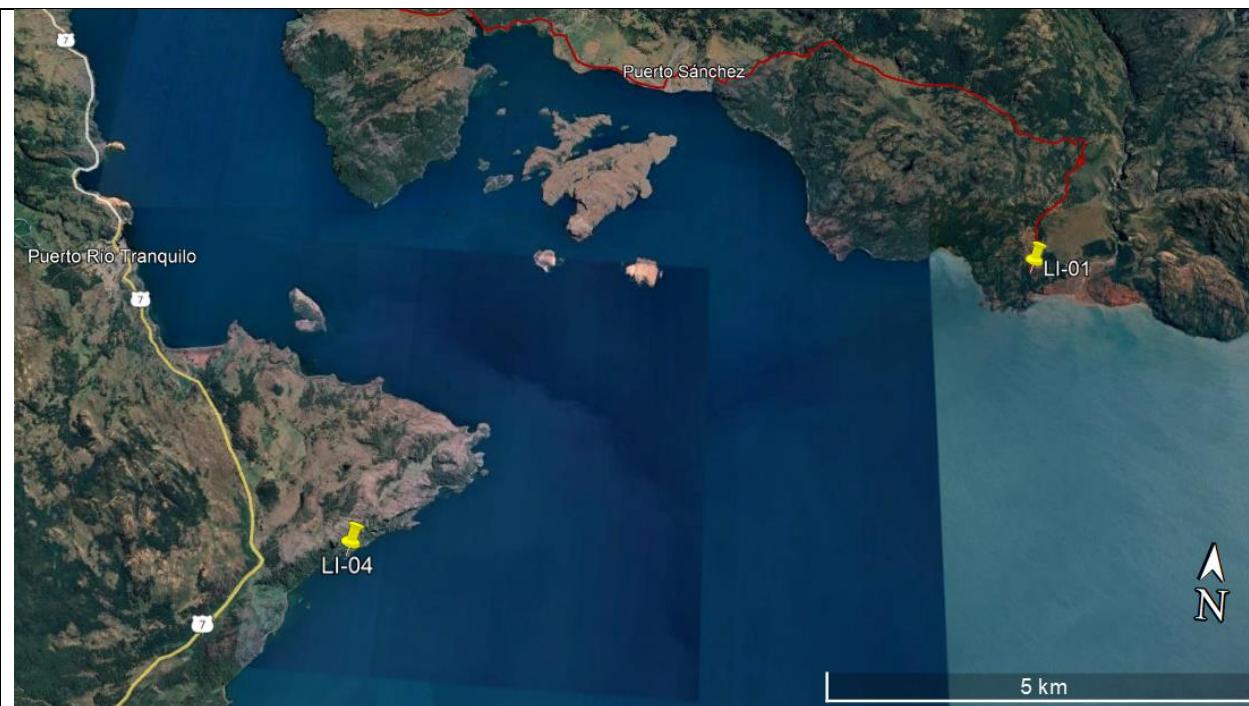
**Bibliografía asociada:**

- Corvalán, J. B., & Parra, M. B. Estrategia de gestión social de sitios de patrimonio industrial en la región de Aysén y la patagonia chilena.
- Fernández, C. Paseando por la 256, Aysén: Compañeros de lengas.
- Las letras de Casiopea. Blog literario y de viajes (2018). Mina escondida, Puerto Guadal.
- *Mindat*. (s.f.). Obtenido de Mina Cerro Guadal (Mina Escondida).
- Mineral, R. d. (2016). *Wikiloc*. Obtenido de Ruta del mineral - tramo Puerto Guadal-Mina La Escondida: es.wikiloc.com

### 5.2.3 Lugar de interés geomorfológico

#### **LI-04: Capillas de Mármol**

<b>LI-04: Capillas de Mármol</b>		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Río Ibáñez	<b>Coordenadas:</b> 46°39'S, 72°37'N
<b>Localidad:</b> Puerto Río Tranquilo, Puerto Sánchez.		
<b>Propietario:</b> Privado, cuenta con protección legal.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Son las rocas más antiguas de la región. Valor petrológico, geomorfológico, estructural, escénico.		
<b>Accesibilidad:</b>		
Ubicada a 223 km al sur de Coyhaique en el Lago General Carrera, también nombrado Chelenko (“aguas turbulentas”) por los Tehuelches. Para llegar a este sitio se puede lograr a través de embarcaciones menores tales como botes y kayak desde Puerto Río Tranquilo que se encuentran a 7 km de la Catedral e incluso menos (Figura 36). Su recorrido dura aproximadamente 2 horas y las embarcaciones están hábiles durante primavera en donde es posible ingresar a las cavernas, mientras que, en verano si bien hay recorridos disponibles las cavernas están parcialmente inundadas, por lo que solo pueden ser observadas desde afuera.		



**Figura 36.** Ubicación de LI-04 Capillas de mármol

**Descripción:**

Declarado monumento nacional desde 1994 en la categoría Santuario de la Naturaleza mediante el decreto N° 281 y reconocido actualmente como patrimonio geológico de relevancia nacional (geositio) por la Sociedad Geológica de Chile propuesto por el investigador Francisco Hervé dado a su valor escénico, geológico, geomorfológico, petrológico, estructural y de objeto turístico.

Es un conjunto de afloramientos insulares y continentales que se encuentra distribuida en 3 pilares conocidos como: Catedral de mármol, Capillas de mármol y Cavernas de mármol. Corresponde al Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), roca metamórfica de hace 300 mil millones de años ( $389 \pm 28$  a  $341 \pm 15$  millones de años) que se encuentra bandeadas y compuesta mayoritariamente de mármol (Figura 38). La variedad de colores se debe a al contenido de impurezas u otros minerales que presenta la roca tales como micas, arcillas, cuarzo, entre otros. El color blanco es el más puro constituido completamente por carbonato de calcio, el color gris representa esquistos y el color negro constituye a la alteración superficial de la interacción de la roca con el ambiente.

La composición carbonática de esta geoforma se debe a que la región tenía un clima tropical y se encontraba cubierta de un mar profundo en donde habitaban organismos compuestos por carbonato de calcio los cuales al morir se fueron acumulando y compactando hasta formar rocas de caliza. Posteriormente hace más de 300 millones de años estas rocas experimentaron un aumento de presión y temperatura induciendo el metamorfismo que permitió la transformación de caliza al mármol, cuyo proceso es evidenciado en la geomorfología de la Catedral en donde se observa un pliegue en forma de “a” (Figura 37).

Por otra parte, su destacada geomorfología posee un origen kárstico como consecuencia de la disolución diferencial de los mármoles causada por las aguas del lago formando cavernas y acantilados, cuyo fenómeno comenzó hace menos de 15 mil años atrás posterior al retiro de glaciares que esculpieron la forma del lago que es evidenciado por estrías y sacados originados por la fricción de rocas transportadas por los glaciares contra la pared de la Catedral (Figura 39).

Actualmente cualquier disturbio de tipo extracción de muestras o rayado es penalizado de grado medio a máximo, y puede conllevar a una multa tributaria mensual.



**Figura 37.** Cara oeste de Capilla de mármol en donde se forma un pliegue en forma de arco. Fotografía tomada por Sebastián Torres en el año 2020.



**Figura 38.** Se observa el bandeamiento y diversidad de colores de la Capilla de mármol. Fotografía tomada por Felipe Cabello el 8 de junio del 2013.



**Figura 39.** Las líneas puntiagudas representan estrías y las formas cóncavas en rojo representan marcas de arranque originados por el paso de glaciares. Imagen e ilustración extraída de Guía para entender la geología del Santuario de la Naturaleza Capillas de Mármol.

#### Bibliografía asociada:

- Gobierno Regional de Aysén. (s.f.). *Programa Estrategia de gestión del patrimonio geológico de la región de Aysén*, . Obtenido de Guía para entender la geología Santuario de la Naturaleza.
- Sociedad Geologica de Chile. *Geositios*. Obtenido <https://geositios.cl/geositios/ficha/catedral-de-marmol/>
- Consejo de Monumentos Nacionales. 2013. Ley Nº 17.288 de Monumentos Nacionales y Normas Relacionadas. Santiago. 109 p.

- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

### LI-05: Delta El León

LI-05: Delta El León		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°44'22.28"S, 72°50'57.77"O
<b>Localidad:</b> Desembocadura de río Delta o El León. Al suroeste de Puerto Tranquilo		
<b>Propietario:</b> Privado. P pertenece al dueño del terreno.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Valor geomorfológico, sedimentológico e hidrológico.		
<b>Accesibilidad:</b>		
<p>Se encuentra a 27 km al sur de Puerto Tranquilo siguiendo la ruta 7 también conocida como Carretera Austral, la que su vez permite visualizar todo el borde norte del delta (Figura 40).</p> 		
<p><b>Figura 40.</b> Ubicación de LI-05 Delta El León</p>		

**Descripción:**

Es el delta de mayor tamaño en la zona de estudio. Corresponde a un depósito deltaico actual de aproximadamente 24 km<sup>2</sup> generado en la desembocadura del Río Delta o El León en el lado noroeste del Lago General Carrera. Está constituido por sedimentos no consolidados de grava, arena y limo que progradan a la línea de costa. Este depósito cubre parte de las rocas del Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) y le sobreyacen en los márgenes depósitos de abanicos aluviales actuales constituidos por flujos de grava y bloques de matriz soportada, y depósitos eólicos ubicados en barras fluviales abandonadas.

Se encuentra sobre rocas del Batolito Norpatagonico, CMAO y subordinadamente rocas de la Formación Ibañez y depósitos cuaternarios. Se caracteriza por presentar estratificación planar y cruzada, además de canales trenzados en su alrededor. Se le describe por De la Cruz y Suárez (2006) como una asociación de facies tipo Gilbert de grano grueso, respecto a ello se logra identificar en el delta la parte del topset o parte superior el cual posee canales trenzados con sedimento de grano grueso, el forset o frente del delta que tendría una pendiente de 30° con una composición de grava tanto de matriz bien soportada como matriz mal soportada, también sedimentos finos en la zona del prodelta, y en la zona más distal depósitos laminares de arcillas y limos. La parte superior del delta se logra observar debido a su elevación consecuente del descenso del nivel del lago General Carrera. Por otra parte, la zona distal se compone por depósitos laminares de arcillas y limos que se asocian a un medio lacustre.

En el sector se desarrollan actividades como pastoreo, agricultura y ganadería debido a la abundante vegetación y la baja pendiente. También se realizan actividades vinculadas a la pesca deportiva y embarcaciones.

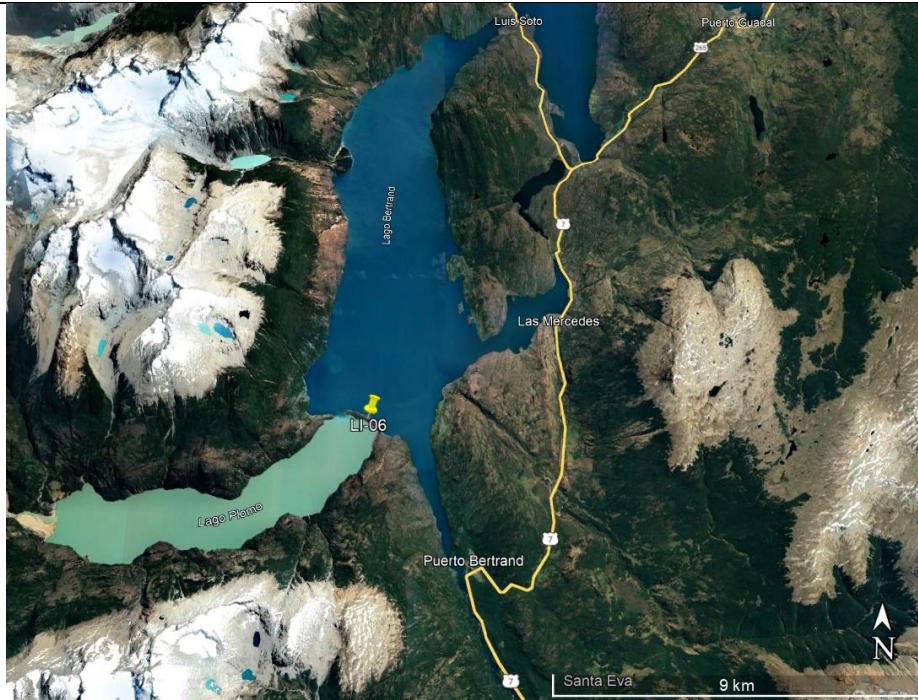
**Bibliografía asociada:**

- Andrade Andrade, F. S. (20018). *Geoconversación en los valles exploradores y leones (campo de hielo norte, región de Aysén , Chile): inventario, cuantificación, medidas de protección y divulgación*. Tesis de pregrado, Universidad de Concepción , Departamento Ciencias de la Tierra.

- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Nichols, G. 2009. Sedimentology and Stratigraphy: Chichester, Wiley-Blackwell. 419 pp

### **LI-06: Morrena glaciar El Plomo**

<b>LI-06: Morrena glaciar El Plomo</b>		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°58'43.66"S, 72°51'58.30"O
<b>Localidad:</b> Puerto Bertrand, en contacto con lago Bertrand y Lago Plomo		
<b>Propietario:</b> Desconocido. Pertenece al dueño del terreno.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Deposito morrénico. Valor Geomorfológico, escénico		
<b>Accesibilidad:</b>  Se encuentra al lado sur del Lago Bertrand y lado norte del Lago Plomo. Es posible visualizarlo mediante embarcaciones provenientes del Puerto Bertrand que es la localidad más cercana (Figura 41).		



**Figura 41.** Ubicación de LI-06 Morrena glaciar El Plomo

#### **Descripción:**

Corresponde a un depósito morrénico semiconsolidado joven en forma de montículo elongada y curva constituida por bloques de 1 a 2 metros de diámetro y rodados mal seleccionados dentro de una matriz soportada compuesta por grava, arena y arcilla de 10-50 metros de espesor, el cual fue depositado por glaciares provenientes del Campo de Hielo Norte que se retiraron dejando esta estructura. Estos mismos glaciares hace 1 millón de años aproximadamente son los que al derretirse fueron llenando de agua la cuenca que daría origen al Lago General Carrera, las que a su vez comenzarían un proceso de disolución en las rocas que actualmente se conforman las Capillas de Mármol.

Por esta razón, este lugar de interés permite interpretar el funcionamiento de un sistema glaciar y se obtiene una buena visualización mediante embarcaciones hacia el Lago Plomo y Bertrand.

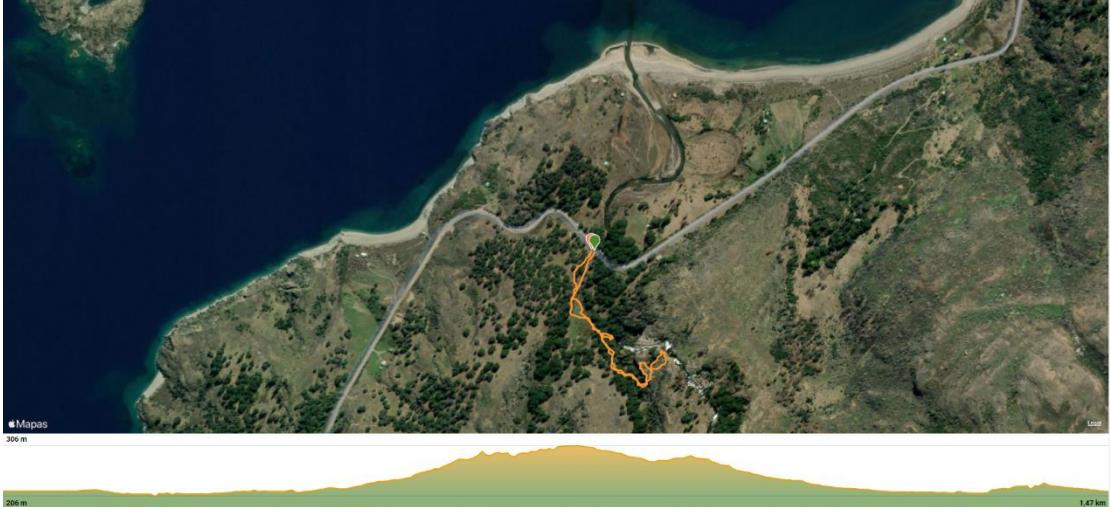
#### **Bibliografía asociada:**

- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional

de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

- Benado, J. 2020. Celebración día del Patrimonio. Programa fomento productivo de los recursos geológicos de la Región de Aysén.

## LI-07: Cascada Los Maqui

LI-07: Cascada Los Maqui		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°49'20.84"S, 72°39'51.17"O
<b>Localidad:</b> Puerto Guadal, antes de la desembocadura de río Los Maquis en el lago General Carrera.		
<b>Propietario:</b> Privado.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Morfología fluvial. Valor hidrológico, escénico		
<b>Accesibilidad:</b>  El sendero se encuentra a aproximadamente a 5 km de Puerto Guadal hacia el oeste siguiendo la ruta 265. El trekking hasta la cascada es de dificultad media-baja y contempla 1,3 km (Figura 42).		
		
<b>Figura 42.</b> En el mapa se visualiza la ruta del sendero a seguir hasta la cascada desde la ruta 265 en conjunto de su perfil de elevación. Imagen extraída de es.wikiloc.com		
<b>Descripción:</b>		

Salto del río Los Maquis (Figura 43) es un conjunto de cascadas formadas por un brusco desnivel en su cauce ubicado antes de su desembocadura en el Lago General Carrera cuyo sustrato rocoso comprende rocas intrusivas y metamórficas. La serie de cascadas forman pozones y son de diferentes niveles, siendo la más importante de 25 metros. Se encuentra rodeado de un bosque siempre verde que incluye principalmente lengas, ñirre y coigüe, además en su angosto sendero es posible presenciar una variedad de aves como zorzales, chincoles, diucones, cometocinos, chercanes, etc.

Actualmente se realizan excusiones turísticas hasta la cascada por parte hoteles, cabañas y posadas. Sin embargo, la zona está siendo intervenida por la construcción de una central hidroeléctrica de la empresa Edelaysén controlada por el Grupo SAESA, generando una fuerte disputa que debe ser resuelta por la Corte Suprema considerando que el proyecto se cuenta con un estudio de impacto ambiental provocando un descontento en la población del sector al sentir vulnerados sus derechos de vivir en un medioambiente sin contaminación y de igual, además de observar cómo rocas caen sobre el curso del río y como se desprenden de este mismo nuevos cursos de agua.



**Figura 43.** Cascada Los Maquis. Fotografía tomada por Roberto Angel G en marzo, 2018

#### **Referencias:**

- *Alltrails*. (s.f.). Obtenido de Cascada Los Maquis.

- *Chile Chico. Sol de la Patagonia.* (s.f.). Obtenido de [www.chilechicoturismo.cl](http://www.chilechicoturismo.cl)
- *Guia de Cabanias.* (s.f.). Obtenido de Paseos y excursiones en Puerto Guadal.
- *Hacienda Tres Lagos.* (s.f.). Obtenido de Trekking Cascadas de Maqui.
- *Santa María. Radio y televisión* (2021). Conflicto por construcción central Los Maquis llega a la Corte Suprema

### **LI-08: Sistema de paleodeltas del río Dunas**

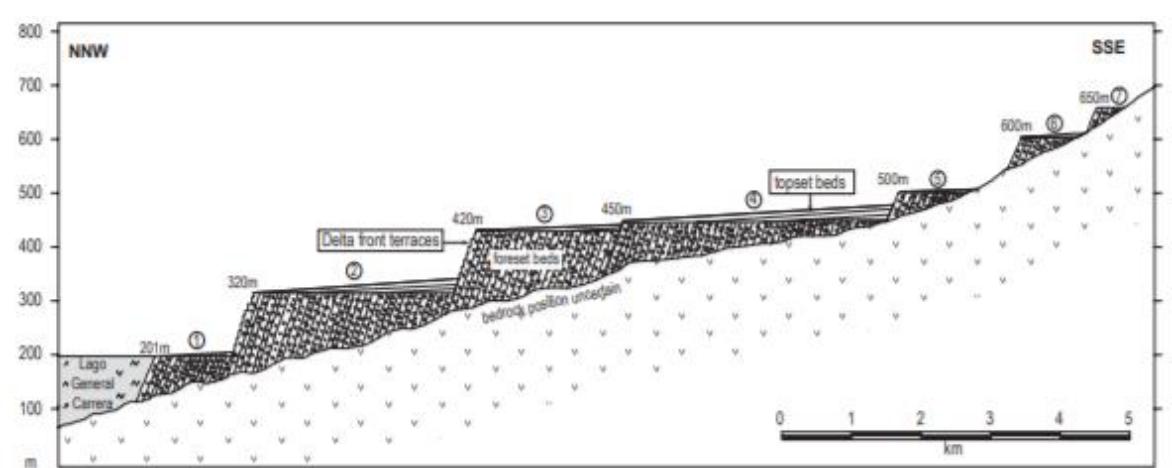
<b>LI-08: Sistema de paleodeltas del río Dunas</b>		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°47'14.66"S, 72°36'2.34"O. (683131 E/4815665 S).
<b>Localidad:</b> Mallín Grande. Desembocadura del río Dunas		
<b>Propietario:</b> Público		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Geomorfología.		
<b>Accesibilidad:</b> Se encuentra entre Puerto Guadal y Mallín Grande. Se puede acceder mediante la ruta 265 a aproximadamente 10, 6 km hacia el este desde Puerto Guadal (Figura 44).		



**Figura 44.** Ubicación de LI-08 Sistema de paleodeltas del Río Dunas

**Descripción:**

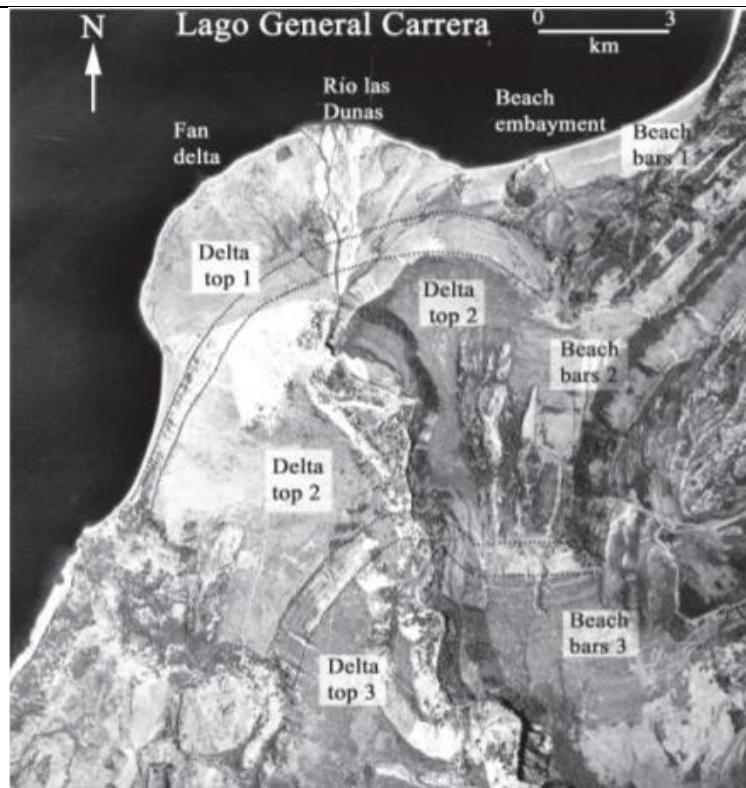
Corresponde a antiguos sistemas de deltas de ambiente lacustre del Lago General Carrera de tipo Gilbert, dentro del cual se logran distinguir al menos 7 terrazas (Figura 45) que permiten estimar la antigüedad del drenaje del lago y a su vez evidenciar la evolución del nivel más bajo en el que la corriente deja de erosionar su cauce (nivel base) desde el Pleistoceno hasta la actualidad, notándose una disminución del nivel base cuyo fenómeno ha ocurrido desde hace 13.000 años aproximadamente debido al aumento de la cantidad de agua causado por el derretimiento de glaciares.



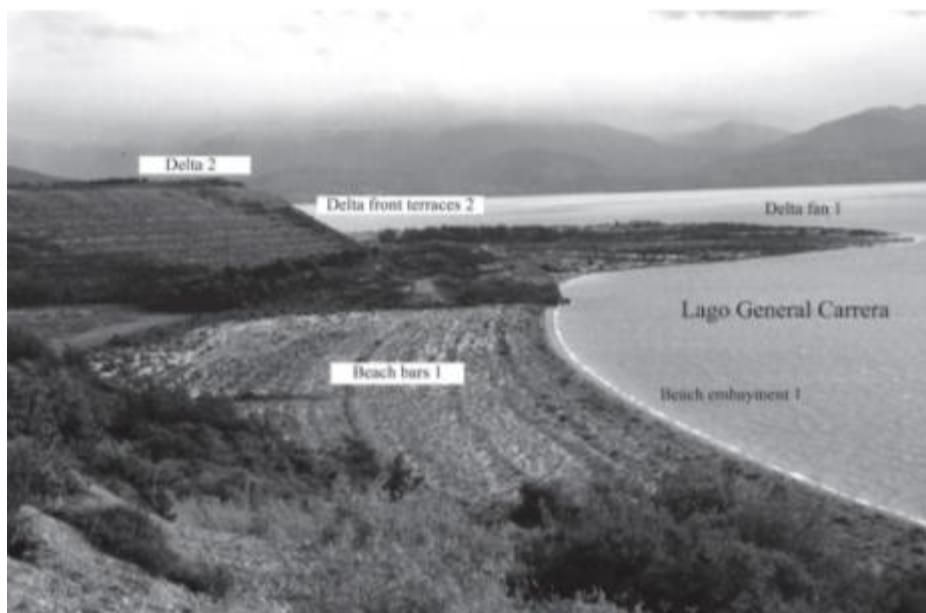
**Figura 45.** Esquema de terrazas identificadas en el Río Dunas. Imagen extraída de Bell (2009).

Este sistema de paleodeltas abarca un área aproximada de 14 km<sup>2</sup> y se encuentra constituido por grava, arena y limo con megaestratificación inclinada, además, contienen depósitos glaciolacustres denominados varves. Su morfología es bien descrita por Bell (2009) identificándose un componente abanico deltaico (fan delta) compuesto por canales fluviales trenzados y una zona de embajamiento constituida de una llanura de suave pendiente (Figura 46 y 47).

Fue propuesto como geositio por Benado et al., 2019 dentro del contexto “Dinámicas hídricas del Cuaternario, y posteriormente aceptado por la Sociedad Geológica de Chile debido a su relevancia de antecedentes para comprender como ha ido evolucionando el clima después de la última gran glaciación en Patagonia.



**Figura 46.** Vista en planta de deltas lacustres del Río Dunas. Imagen extraída de Bell (2009).



**Figura 47.** Componentes de los deltas del Río Dunas. Imagen extraída de Bell (2009).

#### Referencias:

- Benado Wilson, J., Andrade Andrade, F. Muñoz Morales, E. Reyes, F. Crisostomo,E., Quilamán E., & Valenzuela, D. (2020). Geositios de la región de Aysén (Chile): resumen

de la historia geológica regional, propuesta de contextos geológicos temáticos e inventario. Revista Aysenología(8), 4-19.

- Bell, C.M. 2008. Punctuated drainage of an ice-dammed Quaternary lake in southern South America. Geografi ska Annaler, Series A, Physical Geography 90A: 1-17.
- Bell, C.M. 2009. Quaternary lacustrine braid deltas on Lake General Carrera in southern Chile. Andean Geology 36 (1): 51-65.
- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

#### 5.2.4 Lugar de interés geológico

##### **LI-09: Contacto CMAO - Granito El León**

<b>LI-09: Contacto CMAO - Granito El León</b>		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°46'38.46"S, 72°53'44.43"O
<b>Localidad:</b> Puerto Tranquilo, al oeste de la desembocadura del río El León		
<b>Propietario:</b> Privado		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Rocas más antiguas (Paleozoico) de la zona de estudio. Valor petrográfico y estructural.		
<b>Accesibilidad:</b>  Se encuentra en recinto privado, no hay acceso público. Siguiendo la ruta 7 hacia el sur desde Puerto Tranquilo por 7 km y luego tomando el camino privado x-732 por 4,7 km hacia el oeste, se encuentra el sitio de interés a 3,4 km al sur de dicho camino (Figura 48).		



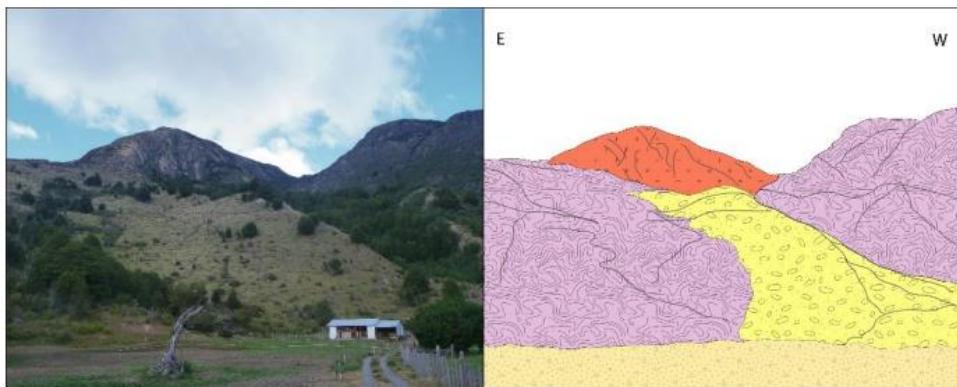
**Figura 48.** Ubicación de LI-09 Granito El León

**Descripción:**

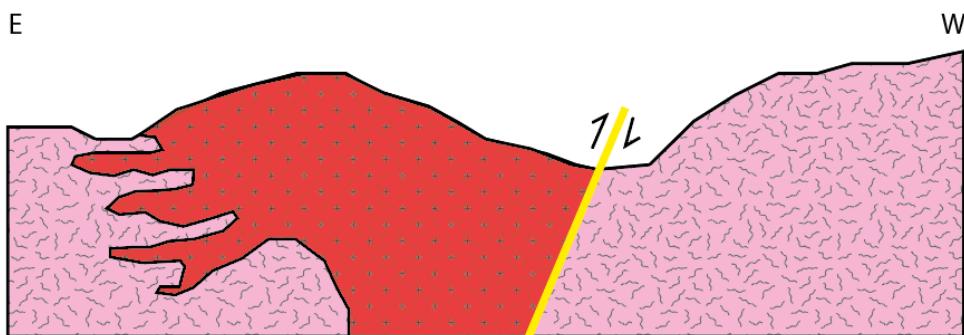
En la zona de estudio Granito El León abarca un área aproximada de 2 km<sup>2</sup> y corresponde al plutón más antiguo de la zona correspondiendo al Paleozoico (310 millones de años atrás según dataciones K-Ar). Se encuentra intruyendo a esquistos verdes y cuarzo-muscovita y mármoles del CMAO, pero a su vez es intruído por diques de leucogranitos encontrándose estructuras boudinage con minerales de cuarzo. Además, posee un contacto por falla inversa en su lado oeste con orientación N32°E lo que explicaría el intenso diaclasamiento que exhibe la roca (Figura 49 y 50).

El Plutón el León está constituido principalmente por granodioritas y en algunas zonas por monzogranito y sienogranitos con minerales de biotita, muscovita y anfíbola-biotita cloritzadas. Además, contiene la presencia de minerales tales como biotita, muscovita, biotita-muscovita, anfíbola-biotita cloritzada, granate, y posee cristales deformados de microclina, xenolitos del basamento metamórfico CMAO (fragmentos de roca del CMAO dentro del plutón) y bandas de cizalle aisladas (zona de deformación generalmente de naturaleza plástica). Por otra parte, el CMAO se compone por anfibolitas, esquistos calcáreos y micáceo, y serpentinita, cuyo grado de metamorfismo intermedio indica temperaturas de 450°C y 600°C con presiones entre 3Kbar y 9 Kbar, además de una posible relación de la colisión continental con el margen occidental de Gondwana en el Devónico debido a la presencia de minerales tales como muscovita y granate (Sandoval, 2020).

En el sector se realizan actividades agropecuarias y ganaderas, y para su acceso se requiere permiso del propietario.



**Figura 49.** Se observa de color anaranjado el plutón Granito El León, de color rosado el CMAO y de color amarillo depósitos fluviales. Fotografía y esquema extraído de Andrade (2018).



**Figura 50.** Perfil transversal E-W de Granito El León (color rojo) en contacto por falla inversa y de tipo intrusivo con el CMAO (color rosado). Editado de Andrade (2018).

#### Bibliografía asociada:

- Andrade Andrade, F. S. (2008). *Geoconversación en los valles exploradores y leones (campo de hielo norte, región de Aysén , Chile): inventario, cuantificación, medidas de protección y divulgación*. Tesis de pregrado, Universidad de Concepción , Departamento Ciencias de la Tierra.
- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional

de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

- Sandoval, J. (2020). *Estudio petrológico y geoquímico del granito El León y su envoltura metamórfica, región de Aysén*. Tesis de prepago, Universidad Andés Bello.

## LI-10: Plutón El Plomo

### LI-10: Plutón El Plomo

**Región:** Aysén    **Comuna:** Chile Chico    **Coordenadas:** 46°58'48.10"S, 72°53'41.28"O

**Localidad:** Puerto Bertrand, sector norte del Lago Plomo

**Propietario:** Desconocido. Pertenece al dueño del terreno.

**Atributo geológico / valor:** Petrológico

#### Accesibilidad:

Ubicado a 6,4 km en línea recta de Puerto Bertrand (Figura 51). Zona de difícil acceso, sin embargo, se puede obtener una vista a través de embarcaciones provenientes de dicho Puerto.



**Figura 51.** Ubicación de LI-10 Plutón El Plomo

**Descripción:**

Cuerpo intrusivo de forma elongada con dirección N-S que aflora al suroeste del Lago Bertrand abarcando una longitud aproximada de 21 km y un ancho de 9 km. Posee un contacto de tipo intrusivo y por falla con el Complejo Metamórfico Andino Oriental.

Su litología consiste principalmente en granodiorita de anfíbola y biotita, monzodioritas cuarcíferas alteradas y tonalitas. En cuanto a su mineralogía, se basa en minerales primarios de cuarzo, plagioclasa, anfíbola, feldespato alcalino y minerales accesorios como apatito, titanita, ilmenita, apatito y óxido de hierro.

El Plutón es un buen ejemplo de metamorfismo de contacto, cuyo proceso se caracteriza por ser de presión baja (menor a 5 kb) y temperatura alta (200-900°C), el cual se basa en un conjunto de alteraciones mineralógica y estructurales causadas cuando el magma entra en contacto con rocas más frías originando una diferencia de temperatura y posteriormente la formación de una aurola de contacto al borde del cuerpo magmático, que en este caso se encuentra en el lado norte del Plutón El Plomo y se compone por rocas corneas de andalucita. En esta misma zona se reconoce un intenso enjambre de diques, vetillas, cúmulos de granito, inclusiones de anfibolitas y dioríticas. Además, posee numerosos diques graníticos, aplíticos y basálticos, facies prehnita-pumpellyta y estructuras Kink-bands que representan deformación en biotitas primarias. Estos dos últimos rasgos en conjunto con los diversos grados de alteración de la roca indican un metamorfismo posterior al emplazamiento y cristalización del Plutón del cual se estima una edad de cristalización aproximada de 144 millones de años. Por otra parte, también contiene enclaves generalmente esféricos que van de centímetros a decímetros sin deformación y orientación preferencial.

En el sector se realizan actividades de pesca, así como actividades turísticas para visitar el lago Bertrand y Lago Plomo mediante embarcaciones provenientes de Puerto Bertrand que dan vista al lugar de interés, una de las empresas que realiza este tipo de recorrido es Monte Campamento Expediciones.

**Bibliografía asociada:**

- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Wackerling, L.; Morata, D.; De la Cruz, R.; Hervé, F.; Suárez, M.; Belmar, M.; Fanning, M. 2006. Condiciones y mecanismos de emplazamiento del plutón Jurásico El Plomo, Aysén, Chile: ¿Primeras etapas de construcción del Batolito Norpatagónico?. En el Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas, Vol. 2, p. 577-580. Concepción.

### **LI-11: Diques subvolcánicos Puerto Guadal**

<b>LI-11: Diques subvolcánicos Puerto Guadal</b>		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°53'21.38"S, 72°45'49.25"O a 46°52'44.75"S, 72°45'15.54"O
<b>Localidad:</b> Puerto Guadal		
<b>Propietario:</b> Público, no cuenta con protección legal.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Valor estructural, geomorfológico, petrológico.		
<b>Accesibilidad:</b> Se encuentra al costado sur de la ruta 265 a 5,6 km de Puerto Guadal (Figura 42).		



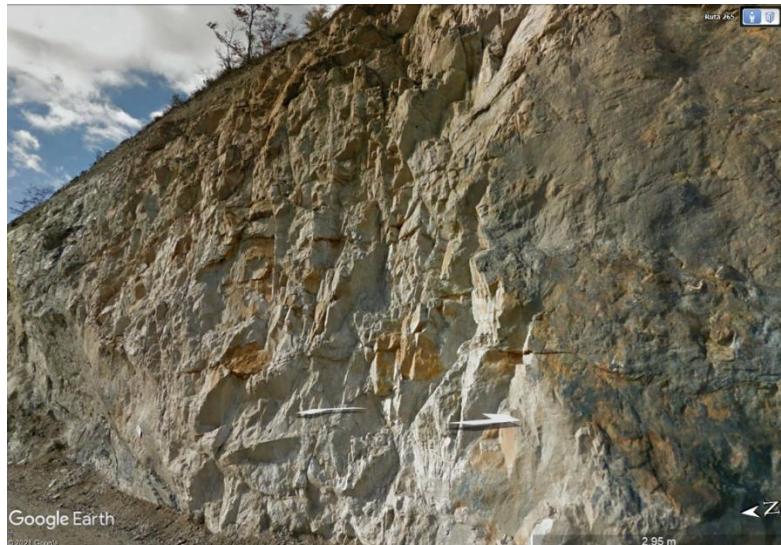
**Figura 52.** Ubicación de LI-11. En color rojo se observa el segmento en donde se encuentran distribuidos los diques del LI.

#### Descripción:

Los diques subvolcánicos son estructuras tabulares de origen magmático que generalmente provienen de la cámara magmática principal de un volcán y que al enfriarse cerca de la superficie desarrollan una textura común en rocas volcánicas. Se caracterizan por encontrarse como relleno de fracturas, de tal manera que cortan a la roca preexistente indicando que son más jóvenes que ellas.

Estas estructuras se logran observar al suroeste de Puerto Guadal como diques félscicos subverticales (Figura 53) entre 8 a 15 metros de espesor asociados a fallas extensionales activas durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior bajo que posiblemente correspondan a una subunidad de pórfidos riolíticos silicificados. Se caracterizan por tener una composición granodiorítica con textura porfírica y abundantes minerales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y anfibol. Se encuentra intruyendo con un contacto recto y nítido al Complejo Metamórfico Andino Oriental con una orientación N-S y se le identifican una variedad de fallas y fracturas, además de minerales de alteración en su contacto con la roja caja.

Se encuentra bien preservado, por lo que tiene un buen potencial didáctico y se le asigna una edad Jurásica Superior dado a la datación K-Ar que arrojaron una edad de  $151 \pm 4$  millones de años.

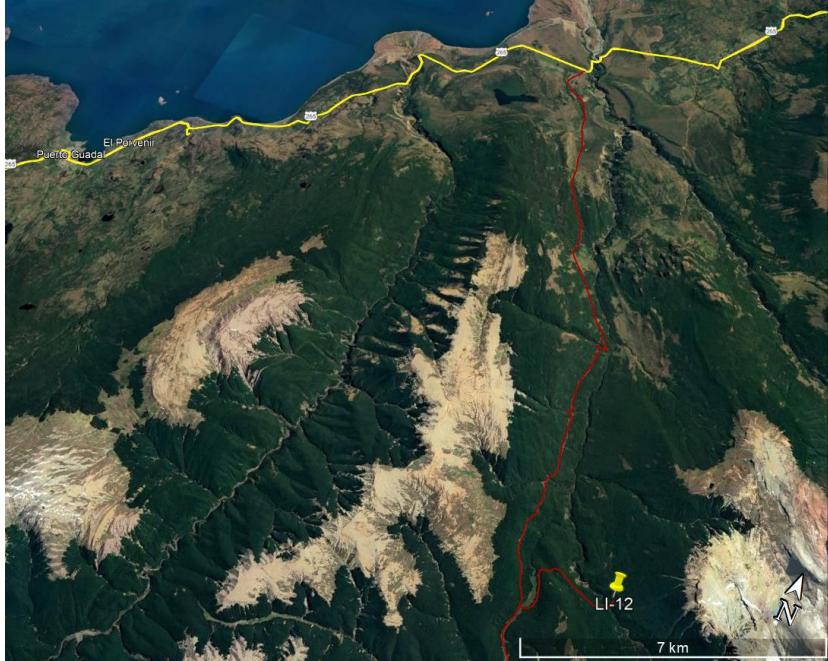


**Figura 53.** Dique subvolcánico. Imagen extraída de Google Earth. Imagen adquirida por Manuel Suárez.

#### Bibliografía asociada:

- Japan International Cooperation Agency (JICA)-Metal Minning Agency Japan (MMAJ). 1992. Report on the investigation of mineral potential in the Lonquimay area and regions Los Lagos and Aysén, the Republic of Chile (Aysén Area). Informe (inedito), Japan International Cooperation Agency-Metal Minning Agency Japan, Fase 3, 190p, Santiago.
- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Valenzuela, D. (2017). *Geopatrimonio de las unidades volcánicas y plutónicas del sector oriental del lago general Carrera: selección, caracterización y estrategias de divulgación*. Santiago de Chile.

## LI-12: Plegamiento Santa Cruz y Falla Elcira

LI-14: Plegamiento Santa Cruz y Falla Elcira		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°46'1.55"S, 72°33'34.88"O
<b>Localidad:</b>		
<b>Propietario:</b> Desconocido. Pertenece al dueño del terreno.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Estructural, escénico.		
<b>Accesibilidad:</b>		
Siguiendo 19 km al noreste desde Puerto Guadal, se toma un camino de tierra en dirección sur alrededor de 23 km hasta llegar a la zona de observación de la Falla Elcira (Figura 54).		
		
<b>Figura 54.</b> Ubicación de LI-12 Plegamiento Santa Cruz y Falla Elcira		
<b>Descripción:</b>		
Este geositio es un buen ejemplo sobre las evidencias que generan las fuerzas tectónicas sobre la superficie terrestre, puesto que es un indicativo de que una vez que el mar se retiró de la zona el tectonismo compresivo da lugar al plegamiento de rocas sedimentarias de hace 18 millones de años correspondientes a la Formación Santa Cruz durante y después de la depositación de estas rocas. Una vez finalizada la depositación se generan fallas de carácter inverso, es decir, fracturas donde un bloque se desplaza hacia arriba con respecto a		

otro, y del cual se destaca la denominada Falla Elcira con inclinación hacia el oeste la cual controla gran parte de la disposición de las rocas sedimentarias de la Formación Ligorio, Formación Guadal y Formación Santa Cruz que conforman un sinclinal, que consiste en un plegamiento en donde las rocas más jóvenes están en el núcleo y las más antiguas al exterior.

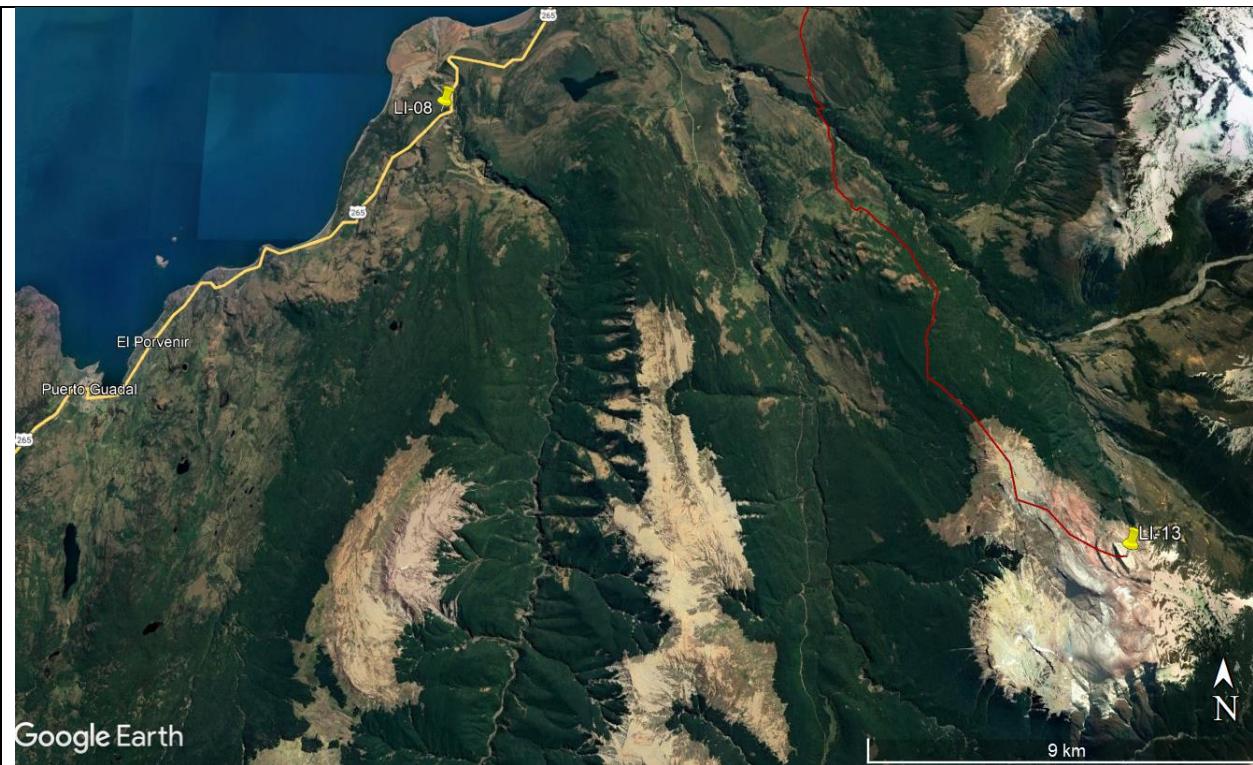
**Bibliografía asociada:**

- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

### **LI-13: Cerro Negro**

#### **LI-17: Cerro Negro**

<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°52'54.72"S, 72°22'42.03"O
<b>Localidad:</b> Mallín Grande		
<b>Propietario:</b> Desconocido. Pertenece al dueño del terreno.		
<b>Atributo geológico y valor:</b> Escénico, sedimentológico		
<b>Accesibilidad:</b>		
Ubicada a 26,5 km en línea recta desde Puerto Guadal. Se puede llegar tomando la ruta 265 desde Puerto Guadal hacia el noreste por 25 km pasando la desembocadura del Río Maitenes hasta tomar un camino de tierra (línea roja de la Figura 55) y continuarlo por 20 km hacia el sur.		

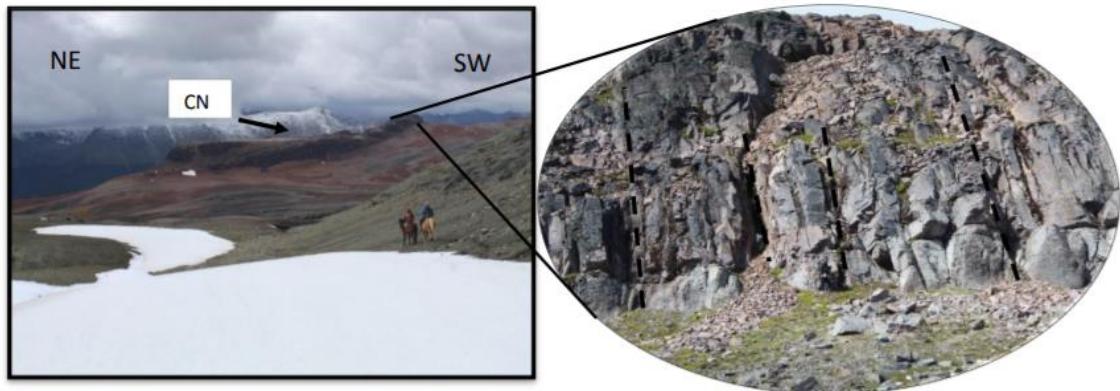


**Figura 55.** Ubicación de LI-13 Cerro Negro

**Descripción:**

Cerro constituido por tobas correspondientes a un depósito de flujo piroclástico dentro del cual se identifican 3 facies: toba vítreo blanca, tobas rojas soldadas y tobas verdes soldadas. Además, contiene disyunciones columnares (Figura 56) que se formaron por enfriamiento lento de lava, la cual comenzó a contraerse y romperse de forma hexagonal, estas se encuentran erosionadas, por lo que no se ve su geometría hexagonal a la perfección.

Las rocas se encuentran en paraconcordancia (periodo de tiempo geológico en el que no se evidencia deposición de rocas) bajo rocas sedimentarias de la Fm. Ligorio Maquez dentro de la cual se encuentran troncos fósiles, siendo ambas una evidencia de un evento de deformación posterior a la deposición de estas rocas dado a que se encuentran plegadas.



**Figura 56.** Imagen extraída de Riveros (2020) donde se observa la vista hacia el Cerro Negro (CN) y en la imagen izquierda las disyunciones columnares que presenta.

#### Bibliografía asociada:

- Riveros, D. (2020). *Estratigrafía y sedimentología en torno a Mallín Grande, Cordillera Patagónica, Región de Aysén*. Tesis de pregrado.
- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

#### LI-14: Complejo plutónico Paso Las Llaves

LI-14: Complejo plutónico Paso Las Llaves		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°37'0.43"S; 72°20'51.85"O
<b>Localidad:</b> A 9 km de Fachinal		
<b>Propietario:</b> Público. No cuenta con protección legal.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Petrológico, escénico, mineralógico		
<b>Accesibilidad:</b> Se encuentra a lo largo de la ruta 265 a 42 km desde Puerto Guadal hacia el noreste y a 17 km hacia el oeste desde Puerto La Poza (Figura 57).		



**Figura 57.** Ubicación de LI-14 Complejo plutónico Paso Las Llaves

#### Descripción:

Afloramiento plutónico hipoabasal ubicado en el camino entre Mallín Grande y Chico Chico que se encuentra intruyendo a rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Ibáñez de manera abrupta (Figura 58). Posee un buen estado de preservación y se distribuye de forma discontinua a lo largo de 1,8 km de la ruta 265.

El geositio es un buen ejemplo de los procesos magmáticos que experimenta la superficie terrestre en su profundidad, siendo este plutón formado por magma proveniente de la actividad magmática del Mioceno el cual se enfrió bajo la superficie y que logra ser observado por medio de la erosión de las rocas que se encuentran sobre él (exhumación). Tiene una petrografía variada que incluye asociaciones de tonalitas, granodioritas, gabros, pegmatitas graníticas y dioritas. En cuanto a su mineralogía se identifican cristales de biotita, anfibol, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y clinopiroxeno que se presentan de manera inequigranular y en una textura fanerítica, además algunos de ellos se encuentran alterados levemente a tremolita y clorita. También contiene xenolitos del CMAO y se destaca por la presencia de cavidades miarolíticas llenadas de cuarzo en las pegmatitas graníticas. Se estima que experimentó una rápida exhumación a temperaturas de  $\sim 700^{\circ}\text{C}$  a  $\sim 280 \pm 30^{\circ}\text{C}$  durante 1 millón de años por un evento tectónico extensivo asociado al alzamiento tectónico por fallas inversas del Mioceno inferior alto que fueron vistos en la Formación Santa Cruz. Por otra parte, se le considera una edad de 10 millones de años, lo cual fue obtenido a través de dataciones K-Ar en biotitas secundarias.

Es una zona de riesgo debido a que posee quebradas de alta pendiente por el cual se desprenden rocas que eventualmente pueden ocasionar accidentes o pérdida de vidas.



**Figura 58.** Contacto entre el Complejo plutónico Paso Las Llaves de color rojo y Formación Ibáñez de color azul. Extraído de Valenzuela (2017)

#### Bibliografía asociada:

- De la Cruz, R y Suárez,M. 2006. Geología del área Puerto guadal - Puerto Sánchez, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 95, 60p., 1 mapa escala 1:100.000
- Valenzuela, D. (2017). *Geopatrimonio de las unidades volcánicas y plutónicas del sector oriental del lago general carrera: selección, caracterización y estrategias de divulgación*. Santiago de Chile.
- Vargas, G. y Hervé, F. 1994. Mineralogía y condiciones de formación de formación de las cavidades miarolíticas en el stock del Paso las Llaves, Aysen. Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 2, (p.1259-1263). Concepción
- Vargas, G. y Hervé, F. 1995. Emplazamiento hipabisal Mioceno Tardío del stock de Paso de Las Llaves en la región de tras arco, Aysén. Revista Comunicaciones N°46, p. 3-15.

## 5.2.5 Lugar de interés paleontológico

### LI-15: Sitio fosilífero de dinosaurios

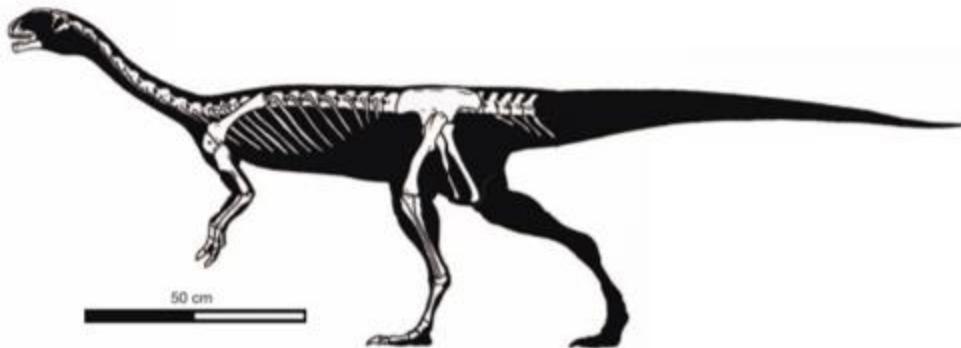
LI-15: Sitio fosilífero de dinosaurios		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°52'12.94"S, 72°24'37.83"O
<b>Localidad:</b> Mallín Grande		
<b>Propietario:</b> Desconocido. Pertenece al dueño del terreno.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Paleontología		
<b>Accesibilidad:</b>  Se puede acceder por la ruta 265 desde Puerto Guadal hacia el noreste durante 20 km, y luego tomando el camino de tierra hacia el sur por 15 km (Figura 59).		
		
<b>Descripción:</b>  En geología la conocida Formación Toqui corresponde a una unidad de rocas marinas con intercalaciones de rocas volcánicas de hace 145 millones de años que comprende areniscas, conglomerados y tufitas la cual permite mostrar los diferentes tipos de ambiente		

que había en la zona, tanto marino como volcánico. Sin embargo, más allá de su interés por la variedad de procesos según ambiente que muestra, esta Formación es reconocida a nivel internacional por su contenido de fósiles de dinosaurios, siendo descubierto por un niño de tan solo 7 años llamado Diego Suárez la especie *Chilesaurus diegosuarezi* (Figura 61), el primer dinosaurio del periodo Jurásico en Chile causando un revuelo en el mundo científico dada a su anatomía que posee similitudes con 3 grupos diferentes de dinosaurios (terópodos, saurópodos y ornistiquios) tomando 11 años de estudios para clasificarse como una nueva especie de dinosaurio y a su vez considerarse como el dinosaurio más raro del mundo, además pese a ser clasificarse por el momento dentro del grupo de los terópodos, a diferencia de ellos el *Chilesaurus diegosuarezi* presenta características de tener una alimentación herbívora. Sin embargo, este no es la única especie de dinosaurio encontrada en la zona ya que es sabido que habitaba en conjunto de otros dinosaurios de mayor tamaño conocidos como saurópodos, reconociéndose las especies *Diplodocoidea* y *Titanosauriformes*. Además, dentro de los últimos descubrimientos se destacada la especie nombrada *Burkesuchus mallingrandensis* correspondiente a un cocodrilo primitivo de 80 cm de longitud (Figura 60).

Por otra parte, en capas sedimentarios ubicadas bajo las capas con fósiles de dinosaurios se pueden encontrar troncos y trazas fósiles de *Thalassinoides* que corresponden a sistemas de madrigueras interconectadas en forma de Y o T conformando laberintos ramificados formadas por crustáceos que habitaban en un mar muy somero. De esta manera este geositio posee un valor científico muy elevado al mostrar evidencia de cómo ha ido evolucionando la vida en la Tierra y que aún hay misterios que resolver.



**Figura 60.** Esqueleto anatómico de *Burkesuchus mallingrandensis*. Extraído de Novas et al., 2021



**Figura 61.** Esqueleto anatómico de *Chilesaurus diegosuarezi*. Extraído de Novas et al., 2015

#### Bibliografía asociada:

- Novas, F. E., Agnolin, F. L., Lio, G. L., Rozadilla, S., Suárez, M., de la Cruz, R., ... & Isasi, M. P. (2021). New transitional fossil from late Jurassic of Chile sheds light on the origin of modern crocodiles. *Scientific reports*, 11(1), 1-13.
- Novas, F., Salgado , L., & Isasi, M. P. (2018). *Chilesaurus, un rompecabezas evolutivo*.
- Novas, F., Salgado, L., Suárez, M., Agnolín, F., Ezcurra, M., Chimento, N., & Rubilar-Rogers, D. (2015). An enigmatic plant-eating theropod from the Late Jurassic period of Chile. *Nature* , 522(7556), 331.

- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Aguirre-Urreta, B., & Fanning, M. (2009). Relationship between volcanism and marine sedimentation in Northern Austral (Aysén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontological evidence. *Journal of South American Sciences*, 27, págs. 309-325

#### **LI-16: Sitio fosilífero de mamíferos extintos Santa Cruz**

<b>LI-16: Sitio fosilífero de mamíferos extintos Santa Cruz</b>		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°59'42.38"S, 72°26'12.03"O
<b>Localidad:</b> Mallín Grande		
<b>Propietario:</b> Desconocido. Pertenece al dueño del terreno.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Valor paleontológico		
<b>Accesibilidad:</b>		
Para llegar a la zona se puede acceder primero por la ruta 265 desde Puerto Guadal 19 km al noreste hasta cruzar al sur por el camino de tierra que se encuentra justo antes de la desembocadura del Río Maitenes avanzando unos 29 km hasta llegar a la zona deseada (Figura 62).		



**Figura 62.** Ubicación de LI-16 Sitio fosilífero de mamíferos extintos

#### **Descripción:**

Se destaca por representar el registro más alto de la fauna local del Mioceno temprano en Sudamérica, encontrándose en Pampa Castillo una diversidad taxonómica de 36 especies que incluye 5 órdenes, 9 familias y 11 géneros de mamíferos terrestres de vertebrados de 16.5 - 16.0 millones de años, cuyo hallazgo se llevó a cabo en enero de 1986.

Los fósiles corresponden a huesos de **xenarthras** (superorden que incluye a osos hormigueros, armadillos y perezosos), **marsupiales** (caracterizados por tener un corto desarrollo en el útero y pasar gran parte de su crecimiento agarrados a las glándulas mamarias del interior de la bolsa marsupial o marsupio), **astrapoterios** (orden extinto de herbívoros, el reconocido en la zona se caracteriza por ser un animal con trompa de casi 3 metros de largo, un cuerpo largo con espalda y patas débiles, y un peso de 1,5 toneladas), litopternos (orden extinto de herbívoros caracterizados por la simpleza de sus tobillos), **roedores**, **ungulados** (superorden de mamíferos que se apoyan y caminan con el extremo de sus dedos o descienden de un animal que lo hacía, ej: cabra) y **notoungulados** (orden extinto de mamíferos que ocupaban nichos de herbívoros como castores, cebras, conejos, etc). Estas faunas se caracterizan por la presencia de muchos linajes aparentemente ancestrales a los de las clásicas localidades santacruceñas de la costa atlántica argentina.

Por otra parte, en Pampa Castillo también se han encontrado fósiles de macroinvertebrados del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano en rocas marinas de la Formación Guadal que incluyen bivalvos y gasterópodos, braquiópodos, crustáceos, anélidos, artrópodos y equinodermos

#### **Bibliografía asociada:**

- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

- Rubilar, A; Pérez, E.,2003. Bivalvos cenozoicos de ambiente continental (Superfamilia Unionacea), procedentes de la XI Región. Informe Paleontológico (Inédito), *Servicio Nacional de Geología y Minería*, 4 p. Santiago.
- Frassinetti, D., & Covacevich , V. (1999). *Fauna de invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal en Pampa Castillo, Sur del Lago General Carrera, Aisén. Chile.* Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Geología del área de Puerto Guadal – Puerto Sánchez, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, Número 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

#### **LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos**

<b>LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos</b>		
<b>Región:</b> Aysén	<b>Comuna:</b> Chile Chico	<b>Coordenadas:</b> 46°54'2.85"S, 72°37'26.62"O
<b>Localidad:</b> Puerto Guadal, sector de Los Valles.		
<b>Propietario:</b> Privado, el dueño del terreno permite el acceso.		
<b>Atributo geológico / valor:</b> Valor paleontológico		
<b>Accesibilidad:</b>		

Se puede acceder recorriendo 14 km al sureste por un camino de tierra desde la ruta 265 comenzando el sendero desde 1 km aproximadamente al este de Puerto Guadal. (Figura 63).



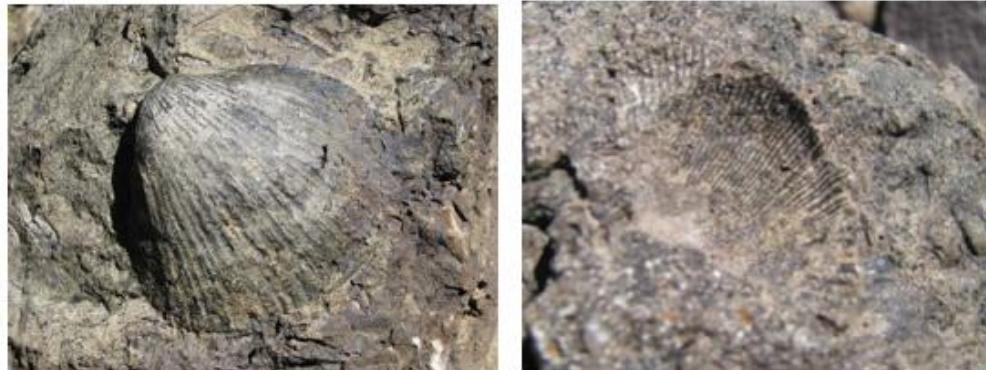
**Figura 63.** Ubicación de LI-17 Sitio fosilífero de invertebrados marinos

**Descripción:**

También conocido como “Sendero Los Fósiles” consiste en una caminata de dificultad moderada con altura máxima de 1330 metros sobre el nivel del mar, la cual finaliza con un mirador hacia los Campos de Hielo Norte, Monte San Valentín y San Lorenzo. Este recorrido se puede realizar de forma gratuita o más bien, contratar un tour que incluye transporte desde Puerto Tranquilo hasta el Fundo San Luis en el caso de contratar un tour con “Valle Los Leones”.

La importancia de este lugar de interés radica en su valor paleontológico permitiéndose observar la conservación natural de numerosos fósiles marinos, ya sea como moldes internos o moldes externos que reflejan la estructura y/o forma del organismo en una roca tras la disolución (destrucción) de sus partes orgánicas. Los fósiles de esta zona corresponden a invertebrados marinas de la Pampa Guadal (Figura 64 y 65), los cuales se encuentran en rocas sedimentarias que reflejan un episodio de transgresión y regresión marina (ingreso y retiro del mar en la zona) asignándole una edad de 28 millones de años aproximadamente tras la datación radiométrica obtenida en tobas de la Formación Guadal, la cual comprende estos organismos reconociéndose en ella bivalvos, gasterópodos, serpulidos, turritellas, briozos, crustáceos, braquiópodos y equinodermos.

Cabe destacar que a lo largo del sendero se logra apreciar el bosque de Lengas que se debe atravesar para llegar al punto de observación y los principales fósiles que se encuentran son amonites, bivalvos y turritellas. Además, se tienen fósiles en una gran mesa que se encuentra junto a la del dueño del sector.



**Figura 64.** Fósil (izquierda) e impresión (derecha) de bivalvo. Imagen extraída de Trekking Campo Fosiles, ( s.f.).



**Figura 65.** Fósiles de turritelas e impresiones de ammonites y turritellas. Imagen extraída de Sendero Los Fósiles, Puerto Guadal (2021)

#### Bibliografía asociada:

- Bétard, F., & Peulvast, J.-P. (2019). Geodiversity Hotspots: Concept, Method and Cartographic Application for Geoconservation Purposes at a Regional Scale. *Environmental Management*, 822–834.
- Lliboutry, L. (1956). Nieves y glaciares de Chile: fundamentos de glaciología. Santiago de Chile.
- (MMAJ), J. I.-M. (1991). Report on the investigation of mineral potential in the Lonquimay area and regions Los Lagos and Aysén, the Republic of Chile (Aysen Area). *Japan International Cooperation Agency-Metal of Japan, Fase 2*, 224.

- (MMAJ), J. I.-M. (1992). Report on the investigation of mineral potential in the Lonquimay area and regions Los Lagos and Aysén, the Republic of Chile (Aysén Area). *Japan International Cooperation Agency-Metal of Japan, Fase 3*, 190.
- Ackerly, D., Loarie, S., Cornwell, W., Weiss, S., Hamilton, H., Branciforte, R., & Kraft, N. (2010). The geography of climate change: implications for conservation biogeography. *Diversity and Distributions*, 476–487.
- Aldridge Mayorga, B. A. (2020). *Estratigrafía y sedimentología de la Formación Toqui en las cercanías del Cerro Visera, Mallín Grande, Región de Ayse, Chile*.
- Ameghino, F. (1889). Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 6, 1-1027.
- Augustsson, C., & Bahlburg, H. (2002). Cathodoluminiscence of quartz as provenance indicator for late Paleozoic metasediments of southern Andean Patagonia. *International Symposium of Andean Geodynamics*, (págs. 57-59). Toulouse.
- Baker, P., Rea, W., Skarmeta, J., Caminos, R., & Rex, D. (1981). Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46°S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 303,, 105-149.
- Bell, C. (2009). Quaternary lacustrine braid deltas on Lake General Carrera in southern Chile. *Andean Geology* 36 (1), 51-65.
- Bell, C. M. (enero de 2009). Quaternary lacustrine braid deltas on Lake General Carrera in southern Chile. (S. N. Minería, Ed.) *Andean Geology*, 36(1), 51-65.
- Bell, C., & Suárez, M. (2000). The Río Lácteo Formation of Southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *Jornual of South American Earth Sciences* , 133-145.
- Biddle, R., Uliana, M., Mitcu, R., Fitzgerald, M., & Wright, R. (1986). The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South América. *Intenational Association of Sedimentologists, Special Publication*, 8, págs. 41-61.
- Blissencach, E. (1954). Geology of alluvial fans in semiarid regions. *Bulletin of the Geological Society of America*, 175-190.
- Boetsch, M. (2014). *Control estructural de la mineralización Argento-Aurífera y criterios de exploración en el distrito Cerro Bayo, Región de Aysén, Chile*. Tesis magistral, Universidad de Chile, Departamento de Geología .
- Bostelmann, E., & Buldrini, K. (2012). Late-Early Miocene fossil mammals of the Pampa Guadal Area, Meseta Cosmelli, Aysén Region, Chilean Patagonia. Abriendo ventanas al pasado, Punta Arenas. En M. Leppe, J. C. Aravena, & R. Villa Martínez (Ed.), *Simpósio de Paleontología en Chile N° 3, Resúmenes 3* (págs. 38-41). Punta Arenas: Instituto Antártico Chileno-Centro de Estudios del Cuaternario y Antártica Punta Arenas.
- Bowman, D. (1990). Climatically triggered Gilbert-type lacustrine fan deltas, the Dead Sea area, Israel. *International Association Sedimentologists*, (págs. 273-280-151). Oxford.
- Branney, M., & Kokelaar, P. (2003). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society*, 1-143.

- Brilha , J. (2016). Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites: a review. *Geoheritage* 8, 119-134.
- Brilha, J. (2002). Geoconservation and protected areas. *Environ conserv*, 273–276.
- Brilha, J., Gray, M., Pereira, D., & Pereria, P. (2018). Geodiversity: An integrative review as a contribution to the sustainable management of the whole of nature. *Elsevier*, 19-28.
- Brocx, M., & Semeniuk, V. (2007). Geoheritage and geoconservation - History, definition, scope and scale. *J R Soc West Aust*, 53-87.
- Busby-Spera, C. (1998b). Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States. *Geology*, 1121-1125.
- Busby-Spera, C., Mattinson, J., Riggs, N., & Schermer, E. (1990). The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran Deserts and the Sierran-Klamath region: similarities and differences in paleogeographic evolution. *Geological Society of America Special*, 325-338.
- Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J., Sepúlveda, F., & Galaz, G. (2016). Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. *Geodynamic Evolution of the Southmost Andes*.
- Cande , S., & Ireslie, R. (1986). Late cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of geophysical research*, 471-496.
- Cas, R., & Wright, J. (1987). Volcanic successions, modern and ancient. London .
- Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55-56.
- Charrier , R. (2015). Marco geológico-tectónico, contenido fosilífero y cronología de los yacimientos cenozoicos pre-pleistocénicos de mamíferos terrestres fosiles de Chile. *ResearchGate*, 322-325.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). *The Geological Society*, (págs. 21-114).
- Chimento Ortiz, N. (2018). *Descripción anatómica y relaciones filogenéticas de Chilesaurus diegosuarezi (Theropoda, Dinosauria)*. Doctoral dissertation, Universidad Nacional de La Plata.
- Chlachula, J. (2020). Geoheritage of East Kazakhstan. *Geoheritage*.
- Chorley, R., Schumm, S., & Sudgen, D. (1984). Geomorphology. Earth Sciences and the past. 605.
- Colella, A. (1984). Marine Gilbert-type deltas in Lower(?). *Abstracts, IAS 5th European*, 112–113.
- Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales: Secuencias y modelos de sedimentación. *ResearchGate*.
- Covacevich, V., De la Cruz, R., & Suárez, M. (1994). Primer hallazgo de fauna del Berriásiano inferior (Neocomiano) en la Formación Ibáñez, Región XI, Aisén. *Congreso Geológico Chileno*, (págs. 425-429).
- Croft, R., & Gordon, J. (2015). Geoconservation in protected areas. *Protected area governance and management*, 531–568.
- Crowe, B., & Fisher, R. (1973). Sedimentary structures in base surge deposits with special reference to cross bedding. *Geological Society*, 663-682.

- Cuitiño, J., Fornicola, J., Kohn , M., Trayler , R., Naipauer , M., Bargo, M., . . . Vizcaíno , S. (2016). U-Pb geochronology of the Santa Cruz Formation (early Miocene) at the Río Bote and Río Santa Cruz (southernmost Patagonia, Argentina): Implications for the correlation of fossil vertebrate localities. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 198-210.
- D' Orazio, M., Innocenti, F., Haller, M., Agostini, S., Manetti, P., & Mazzarini, F. (2001). Slab window - related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~52°S, Argentina - Chile). *Lithos*, 57, 67-89.
- Dart, C., Collier, R., Gawthorpe, R., Keller, J., & Nichols, G. (1994). Sequence stratigraphic of (?) Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Mar. Petrol. Geol.*, 545-560.
- De la Cruz, R., & Suárez, M. (2006). Geología del área Puerto Guadal - Puerto Sánchez, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Carta Geológica de Chile* , No. 95.
- De la Cruz, R., & Suárez, M. (2008). *Geología del área Chile Chico - Río de las Nieves, región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- De la Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D., & Bell, M. (2003). *Geología del área Coihaique-Balmaceda, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo*. Servicio Nacional de Geología.
- De la Cruz, R., Suárez, M., Covacevich, V., & Quiroz, D. (1996). Estratigrafía de la zona de Palena y Futaleufú (43°15'-43°45'Latitud S), X Región, Chile. *Congreso Geológico Argentino*, (págs. 417- 424).
- De la Cruz, R., Suarez, R., Morata, M., Espinoza, D., & Troncoso, A. (2003). El cenozoico del Lago General Carrera, Aysen, Chile (46°30'-47°15'S): estratigrafía y tectónica. *10º Congreso Geológico Chileno* .
- De la Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M., & Quiroz, D. (2004). Geología del área oriental de las hojas Cochrane y Villa O'Higgins: región Aysén del general Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, N 85.
- Dobrowsk, S. (2011). A climatic basis for microrefugia: the influence of terrain on climate. *Global Change Biology*, 1022–1035.
- Dowling, R. (2009). Geotourism's contribution to local and regional development. *Geotourism and local development*, 15-37.
- Dowling, R. (2011). Geotourism's global growth. *Global geotourism perspectives*, 1-13.
- Dowling, R., & Newsome, D. (2010). Global geotourism perspectives. *Goodfellow Publishers*.
- Druitt, T. (1998). Pyroclastic density currents. *Geological Society* , 145: 145-182.
- Fernandez García, P. (2018). *Geomorfología GLACIAR 2*. Obtenido de Docplayer: <https://docplayer.es/61962598-Geomorfologia-glaciar-2-paloma-fernandez-garcia-dpto-geodinamica-facultad-c-c-geologicas-universidad-complutense-de-madrid.html>
- Fisher , R. (1966). Mechanism of deposition from pyroclastic flow. *American Journal Science*, 350-363. .
- Fisher , R., & Schmincke, H. (1984). Springer-Verlag. *Pyroclastic rocks*, 427.
- Fisher, R. (1961). PROPOSED CLASSIFICATION OF VOLCANICLASTIC SEDIMENTS AND ROCKS. *Geological Society of America Bulletin* .
- Fisher, R., & Waters, A. (1970). Base surge bed forms in maar volcanoes. *American Journal of Science*, 157-180.

- Flint, S., Prior, D., Agar, S., & Turner, P. (1994). Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin and its relationship to the Chile triple junction. *Journal of the Geological Society*, 251-68.
- Flynn, J., Novaceck, M., Dodson, H., Frassinetti, D., McKenna, M., Norell, M., . . . Wyss, A. (2002). A new fossil mammal assemblage from the southern Chilean Andes: implications for geology, geochronology, and tectonics. *South American Earth Sciences* 15, 285–302.
- Frassinetti, D., & Covacevich , V. (1999). *Fauna de invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal en Pampa Castillo, Sur del Lago General Carrera, Aisén. Chile*. Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Freudent, A., Wilson, C., & Carey, S. (2000). Ignimbrites and block and ash flow deposits. *Encyclopedia of volcanoes*, 581-600.
- Fuertes-Gutiérrez, I., & Fernández-Martínez, E. (2012). Mapping Geosites for Geoheritage Management: A Methodological Proposal for the Regional Park of Picos de Europa (León, Spain). *Environmental Management*, 789-806.
- Gawthorpe, R., & Colella, A. (1990). Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. *Coarse-Grained Deltas (Eds A. Colella and D.B. Prior)*, 113–127.
- Gill, J. (2017). Geology and the Sustainable Development Goals. *Geology for Global Development*, 70-76.
- Gobo, K., Ghinassi, M., & Nemec, W. (2015). Gobo, K., Ghinassi, M., & Nemec, W. (2015). Gilbert-type deltas recording short-term base-level changes: Delta-brink morphodynamics and related foreset facies. *Sedimentology*.
- Goessling , S., & Hall, C. (2005). Tourism and global environmental change. *Ecological, social, economic and political interrelationship.*, 331p.
- Gomez Villar, A. (1996). Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos. *Cuaternario y geomorfología*, 77-124.
- Gray, M. (2013). Geodiversity: Valuing and conserving abiotic nature. *ResearchGate*.
- Gray, M. (2018). Geodiversity: the backbone of geoheritage and geoconservation. *Elsevier*, 13-25.
- Gutierrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología* . Madrid: Pearson educación .
- Haller, M., & Lapido, O. (s.f.). The Jurassic – Cretaceous volcanism in the septentrional Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*(18), 395-410.
- Hampton , B., & Horton, B. (2007). Sheet flow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, 1121-1148.
- Harris, A., & Rowland, S. (2015). Lava Flows and Rheology. *Elsevier - The encyclopedia of volcanoes*.
- Heim, A. (1940). Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33, 25-51.
- Henriques, M., & Brilha, J. (2017). UNESCO Global Geoparks: a strategy towards global understanding and sustainability. *Episodes* 40, 349-355.
- Henriques, M., dos Reis, R., Brilha, J., & Mota , T. (2011). Geoconservation as an Emerging Geoscience. *Geoheritage*, 117–128.

- Herron, E., Cande, S., & Hall, B. (1981). An active spreading center collides with a subduction zone: A geophysical survey of the Chile Margin triple junction. *Geological Society of America Memoir*, 683-701.
- Hervé, F. (1993). Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysén. In *first Circum-Pacific and CircumAtlantic Terrane Conference, Proceeding*, (págs. 64-65). Guanajato, México.
- Hervé, F., Calderón, M., & Fáundez, V. (2008). The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologia Acta*, 6(1), 43-53.
- Hervé, F., Fanning, C., & Pankhurst, R. J. (2003). Detrital Zircon Age Patterns and Provenance in the metamorphic complexes of Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 107-123.
- Hervé, F., Godoy, E., Mpodozis, C., & Fanning, C. (2004). Monitoring magmatism of the Patagonian Batholith through the U-SHRIMP dating of detrital zircons in sedimentary units of the Magallanes basin. *Bulletino dei Geofidica teorica ed Applicata* 45, 113-117.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C., Calderón, M., & Yaxley, G. (2007). The South Patagonian batholith: 150 Ma of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394.
- Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe- Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *Congreso Geologico Chileno*. Santiago.
- Hjort, J., Gordon, J., Gray, M., & Hunter, M. (2015). Why geodiversity matters in valuing nature's stage. *Conservation Biology*.
- Horton, B., & Schmitt , J. (1996). Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, 133-155.
- Ingersoll, R. V. (2011). Tectónica de cuencas sedimentarias, con nomenclatura revisada. *Tectónica de cuencas sedimentarias: avances recientes*, 1-43.
- Keppel, G., Van Niel, K., Wardell-Johnson, G., Yates, C., Byrne, M., Mucina, L., . . . Franklin, S. (2012). Refugia: identifying and understanding safe havens for biodiversity under climate change. *Global Ecology and Biogeography*, 393–404.
- Kley, J., Monaldi, C., & Salfity, J. (1999). Along - strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301, 75-94.
- Lagabrielle, Y., Suarez, M., Rossello, E., Herail, G., Matinod, J., Regnier, M., & De la Cruz, R. (2004). Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 211-241.
- Lockwood, J., & Lipman, P. (1980). Recovery of datable charcoal beneath young lavas: lessons from Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 609-615.
- Martínez Escobar, P. M. (2010). *Identificación, caracterización y cuantificación de geositios, para la creación del I Geoparque en Chile, en torno al Parque Nacional Conguillío* .
- Martinez, J. (2017). Importancia de las rutas geológicas en la educación en Geociencias. *Tierra y tecnología*, 1131-5016.
- Massari , F. (1996). Upper-flow-regime stratification types on steep-face, coarse-grained, Gilbert-type progradational wedges (Pleistocene, southern Italy). *J. Sed. Res.*, 66, 364–375.

- McKeever, P., & Zouros, N. (2005). Geoparks: celebrating earth heritaage, sustaining local communities. *Episodes* 28, 274-278.
- McPherson. (s.f.). J.G.
- McPherson, J., Shanmugam, G., & Moiola, R. (1987). Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Bulletin Geological Society America*, 331-340.
- McPherson, J., Shanmugam, G., & Moiola, R. (1988). Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. 15-22.
- Miller, H. (1984). Orogenic development of the Argentinean/Chilean Andes during the Paleozic. *Journal of the Geological Society*, 885-892.
- Mimica, V. (2020). *Paleontología sistemática y estratigrafía de la Facies (a) de Formación Toqui (Titoniano-Valanginiano) y sus implicancias paleoambientales en las cercanías de Puerto Guadal, región de Aysén*.
- Miranda, M. (2021). *Geología en rocas del Jurásico Superior de la Fm. Toqui, en área del Cerro Negro (46°42'), Mallin grande, Región de Aysen, Chile*. Santiago, Chile .
- Moore, J. (1967). Base surges in recent volcanic eruptions. *Bulletin Volcanologique*, 3337-363.
- Mpdozis, C., & Ramos, V. (2008). Tectonica jurasica en Argentina y Chile: extension, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geologica Argentina* , 481-497.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. . (1989). *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources (Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources earth science series)* (Vol. 11).
- Murcia, H., Borrero, C., Pardo, N., Alvarado, G., Arnosio, M., & Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcánicos: terminos y conceptos para una clasificación en español. *Research Gate*.
- Murdie, R., Pugh, D., & Styles, P. (1999). A lightweight, portable, digital probe for measuring the thermal gradient in shallow water sediments, with examples from Patagonia. *Geo-Marine Letters*, 315-320.
- Nemec, W., & Steel, R. (1984). Alluvial and coastal conglomerates: their signifi cant features and some comments on gravelly mass-fl ow deposits. *In Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, 1-31.
- Nemec, W., & Steel, R. (1988). Fan Deltas: sedimentology and tectonic settings. 444.
- Niemeyer, H. (1975). *Geología de la región comprendida entre el Lago General Carrera y el Río Chacabuco, Provincia de Aysén-Chile*. Memoria de Titulo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.
- Novas, F., Salgado , L., & Isasi, M. P. (2018). *Chilesaurus, un rompecabezas evolutivo*.
- Novas, F., Salgado, L., Suárez, M., Agnolín, F., Ezcurra, M., Chimento, N., & Rubilar-Rogers, D. (2015). An enigmatic plant-eating theropod from the Late Jurassic period of Chile. *Nature* , 522(7556), 331.
- Ortiz, A., & Vergara, M. (1979). Perspectivas de desarrollo de los recursos de la Región de Aysén del general Carlos Ibáñez del Campo, Publicación 26. 1-12.
- Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C., & Kelley, S. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5), 605 – 625.
- Pankhurst, R., Weaver, D., Hervé, F, F., & Larondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 156, págs. 673-694.

- Perez-Torrado, F., & Fernandez-Turiel, J. (2015). Peligros asociados a los depositos piroclásticos. *Peligros volcanicos*.
- Prosser, C., Brown, E., Lawood, J., & Bridgland, D. (2013). Geoconservation for science and society – an agenda for the future. *Proc Geol Assoc*, 561–567.
- Pujadas, A., Brusil, D., & Pedrinaci, E. (1999). ¡Los volcanes han cambiado! Nuevos enfoques de terminología volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 200-209.
- Quiroz, D. (2000). *Geología y geoquímica de la Formación Ibáñez y Batolito Patagónico al Norte del lago General Carrera (entre los 46°00 – 46°30' S y los 72°00 – 72°20' W)*. Memoria de título (inédito), Concepcion.
- Rachocki, A. (1981). Alluvial fans.
- Ramos, V. (1979). *El Problema de la edad y relaciones estructurales en orógenos pre-andinos de Argentina y Chile*. Coloquio Universidad de Buenos Aires-Goethe Institut:, Buenos Aires.
- Ramos, V. (1989). Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73, 887-903.
- Rapela, C., Pankhurst, R., & Fanning, C. (2003). The early Jurassic subcordilleran plutonic belt of Patagonia (42–44°S): Proto-pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume. *10º Congreso Geológico Chileno*.
- Reynard, E., & Brilha, J. (2018). Georitage: Assessment, protection, and management. *Elsevier*.
- Reynard, E., & Brilha, J. (2018b). Geoheritage: a multidisciplinary and applied research topic. *Elsevier*, 3-9.
- Ricketts, B., & Evenchick, C. (2007). Evidence of different contractional styles along foredeep margins provided by Gilbert deltas, examples from Bowser Basin, British Columbia, Canada. *Bulletin Canadian Petroleum Geology*, 243-261.
- Riveros, D. (2020). *Estratigrafía y sedimentología en torno a Mallín Grande, Cordillera Patagónica, Región de Aysén, Chile*. Memoria de título , Santiago de Chile.
- Rolando, A., Hartmann, L., Santos, J., Fernandez, R., Etcheverry, R., Schalamuk, I., & McNaughton, N. (2002). SHRIMP zircon U–Pb evidence for extended Mesozoic magmatism in the Patagonian batholith and assimilation of Archaean crustal components. *In Journal of South American Earth Sciences* 15, (págs. 267–83).
- Salgado, L., De la Cruz , R., Suarez, M., Fernandez, M., Gasparini, Z., Palma-Heldt, S., & Fanning, M. (2008). First Late Jurassic Dinosaur Bones from Chile. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28(2), 529-534.
- Salgado, L., Novas, F., Suarez, M., De La Cruz, R., Isasi, M., Rubilar-Rogers, D., & Vargas, A. (2015). Late Jurassic sauropods in Chilean Patagonia. *AMEGHINIANA*.
- Scalabrino, B., Lagabrielle, Y., Malavieille, J., Espinoza, F., Suárez, M., & Rossello, E. (2010). A morphotectonic analysis of central Patagonian Cordillera: Negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center. *Tectonics*, 29.
- Schilling, M., Mourgués, A., Benado, J., & Partarrieu, D. (2015). Patrimonio geológico y su conservación en Chile: avances y perspectivas. *In Proceedings XIV Congreso Geológico Chileno*, (págs. 416-419).
- Schilling, M., Toro, K., Contreras, P., & Levy, C. (s.f.). Geoparque Kütralcura. Avances en la creación del primer geoparque en Chile. Santiago, Chile.

- SERNAGEOMIN. (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. Escala 1:1.000.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD ROM, versión 1.0, 2003)*.
- Skarmeta, J. (1974). *Geología de la región continental de Aysén, entre los 45° y 46° de latitud sur, Chile*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Skarmeta, J., & Castelli, J. (1997). Intrusión sintectónica del Granito de las Torres del Paine, Andes patagónicos de Chile. *Revista Geologica de Chile 24(1)*, (págs. 55-74).
- Smith, G. (1988). Intra-arc basins: structure, stratigraphy, and resource potential. *Reunión anual de la Asociación Estadounidense de Geólogos del Petróleo*. Houston, TX, EE.UU.
- Smith, R. (1960). Zones and zonal variations in welded ash flows. *U.S Geol. Surv. Profess*, 149-159.
- Soria, J., Fernandez, J., Garcia, F., & Viseras, C. (2003). Correlative lowstand deltaic and shelf systems in the Guadix Basin (Late Miocene, Betic Cordillera, Spain): the stratigraphic record of forced and normal regressions. *J. Sed. Res*, 912–925.
- Sorkhabi, R. (2019). Clasificación de cuencas geológicas. *GEOExPro*, 16(2).
- Soto, A., & Díaz, N. (2015). Síntesis metodológica para la evaluación de sitios con interés geológico-patrimonial en Chile. *XI Congreso geológico Chileno*.
- Soto, D., & Alvarado, G. E. (2012). Peperitas en Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*.
- Spark, R., Self, S., & Walker, G. (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 115-118.
- Stefani, E. (s.f.). Revisión bibliográfica de metodologías para la evaluación de Lugares de Interés Geológico (LIG) y propuestas para la creación de una nueva metodología en Chile.
- Suárez, M., & De la Cruz, R. (1994). Estratigrafía y paleogeografía Mesozoica de Aysén Nororiental (45° - 46° S), Chile. *Congreso Geológico Chileno*, (págs. 533-537). Concepción.
- Suárez, M., & De La Cruz, R. (1996). Estratigrafía y tectónica de la zona sureste del Lago General Carrera (46°30'-47° lat. S), Cordillera Patagónica, Chile. *Congreso Geológico Argentino No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3*, 1, págs. 425-432.
- Suárez, M., & De la Cruz, R. (1997). Edades K-Ar del Grupo Ibáñez en la parte oriental del Lago General Carrera (46°-47°LS), Aysén, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas.*, 2, págs. 1548-1551. Antofagasta.
- Suárez, M., & De la Cruz, R. (2000). Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera (45° 30' - 47° 30' S). *Journal of the Geological Society*, 157, 995-1001.
- Suárez, M., & De la Cruz, R. (2001). Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°-48°S). *Geological Magazine* 138(1), 54-66.
- Suarez, M., De la Cruz, R., & Bell, C. (2000b). Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt. *Geological Magazine*, 137, 345-353.
- Suarez, M., De la Cruz, R., & Troncoso, A. (2000a). Tropical/subtropical Upper Paleocene-Lower Eocene fluvial deposits in eastern central Patagonia, Chile (46° 45'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 527-536.

- Suárez, M., De La Cruz, R., Aguirre-Urreta, B., & Fanning, M. (2009). Relationship between volcanism and marine sedimentation in Northern Austral (Aysén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontological evidence. *Journal of South American Sciences*, 27, págs. 309-325.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Bell, M., M., & Demant, A. (2009b). Cretaceous slab segmentation in Southwestern Gondwana. *Cambridge Journals, Geological Magazine*, 147, págs. 193-205.
- Suárez, M., De la Cruz, R., Bell, M., & Demant, A. (2010). Cretaceous slab segmentation in southwestern Gondwana. *Geology Magazine* 147 (2), 193-205.
- Suárez, M., De la Cruz, R., Etchart , H., Márquez, M., & Fanning, M. (2015). Síntesis de la Cronología Magmática Meso-Cenozoica de Patagonia Central, Aysén, Chile: edades U-Pb SHRIMP. *Congreso Geológico Chileno N°14.*, 1, 789-792.
- Suarez, M., De la Cruz, R., Fanning, M., Novas, F., & Salgado , L. (2016). Tithonian age of dinosaur fossils in central Patagonian, Chile: U-Pb SHRIMP geochronology. *International Journal of Earth Sciences* , 2273-2284.
- Suarez, M., Demant, A., & De la Cruz, R. (1999). Volcanismo calcoalcalino en W Provincia Chon Aike: Grupo Ibáñez, Jurásico Superior-Cretácico Inferior temprano, Cordillera Patagónica de Aysén, Chile. *Congreso Geológico Argentino*, 2, págs. 186-189. Buenos Aires, Argentina.
- Sugden, D., & John, B. (1976). Glaciers and landscapes. 376.
- Tarbuck, E., & Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Madrid: Pearson Educación S.A.
- Thompson, S., Hervé, F., & Stöckhert, B. (2001). Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20(5), 693-711.
- Thomson, S., & Hervé, F. (2002). New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 255-271.
- Thomson, S., Hervé, F., & Fanning, C. (2000). Combining fission-track and U-Pb SHRIMP zircon ages establish stratigraphic and metamorphic ages inbasement sedimentary rocks in southern Chile. *Congreso Geológico Chileno*, 2, págs. 769-773. Puerto Varas.
- Toloza, R. (1987). *Geología y génesis del Manto de cinc Rosillo. Basamento Metamórfico de Aysén. Lago General Carrera. XI Región, Chile*. Memoria de título, Universidad de Chile, Departamento de Geología , Santiago.
- Torabi, N., Cohelo, C., & Costa, C. (2011). Geotourism and Geoparks as Novel Strategies for Socio-economic Development in Rural Areas. *International Journal of Tourism Research*, 68-81.
- Townley, B. (1996). *Ore deposits, tectonics and metallogenesis of the continental Aysen region, Chile*. Ph.D. Thesis , Queen's University, Canadá.
- Townley, B., Maksaev, V., Palacios, C., Lahsen, A., & Parada, M. (2000). Base and precious metals geochemistry of rock units of the mainland Aysén region, Chilean Patagonia. *Journal of Geochemical Exploration*, 21-46.
- Tricart, J. (1967). Le modelé des régions périglaciaires. En Tricart y Cailleux: *Traité de Géomorphologie. II*, 313.
- Troncoso , A., Suárez, M., De la Cruz, R., & Palma-Heldt, S. (2002). Paleoflora de la Formación Ligorio Márquez (XI Región, Chile) en su localidad tipo: sistemática, edad e implicancias paleoclimáticas. *Revista geologica de Chile*, 29(1), 113-135.

- Tucker , R. (2001). Sedimentary Petrology. Oxford.
- UNESCO. (2010). Guidelines and criteria for National Geoparks seeking.
- Valenzuela, D. (2017). *Geopatrimonio de las unidades volcanicas y plutonicas del sector oriental del lago general carrera: selección, caracterización y estrategias de divulgación*. Santiago de Chile.
- Vargas, G., & Herve, F. (1994). Mineralogía y condiciones de formación de las cavidades miarolíticas en el stock de Paso de las Llaves, Aysen. *7º Congreso geologico chileno 1994*, 2, págs. 1259-1263.
- Wäckerling, L. (2007). *Petrologia y geoquimica del pluton plomo, 47°00'S – 72°55'W, Region de Aysen, Chile*. Tesis de magister, Universidad de Chile , Departamento de Geología.
- White, J., Mcphie, J., & Skilling , I. (2000). Peperite: A useful genetic tem. *Bulletin of Volcanology* , 65-66.
- Wimbledon , W. (1998). An European geosite inventory: GEOSITE —an International Union of Geological Sciences initiative to conserve our geological heritage. *Comunicaciones de la IV Reunion Nacional del Patrimonio Geológico*, (págs. 15-18). Miraflores de la Sierra (Madrid).

### 5.3 Determinación de Geositios y Sitios de Geodiversidad

A partir de la información recopilada descrita anteriormente para potenciales lugares de interés, se ha realizado la siguiente separación entre geositios y sitios de geodiversidad (Tabla 4 y 5) en base a los criterios establecidos por Brilha (Figura 1).

<b>Geositios</b>
LI- 04 Capillas de mármol
LI-05 Delta El León
LI-06 Morrena glaciar El Plomo
LI-08 Sistema de paleodeltas del río Dunas
LI-09 Contacto CMAO - Granito El León
LI-10 Plutón El Plomo
LI-11 Diques subvolcánicos Puerto Guadal
LI-12 Plegamiento y Falla Santa Cruz
LI-13 Cerro Negro
LI-14 Complejo Plutónico Paso Las Llaves
LI-15 Sitio fosilífero de dinosaurios
LI-16 Sitio fosilífero de mamíferos extintos

LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos

**Tabla 4.** Listado de geositios en el área de estudio.

Sitios de geodiversidad	
Valor educativo	Valor turístico
LI-01 Pintura rupestre Río Müller	LI-02: Campamento minero Puerto Cristal
LI-03 La mina Escondida Puerto Guadal	LI-04 Capillas de mármol
LI-06 Morrena glaciar El Plomo	LI-06 Morrena glaciar El Plomo
LI-11 Diques subvolcánicos Puerto Guadal	LI-17 Cascada Los Maqui
LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos	LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos

**Tabla 5.** Listado de sitios de geodiversidad con valor educativo y turístico en el área de estudio.

#### 5.4 Evaluación cuantitativa

Para darle una valoración cuantitativa a los lugares de interés preseleccionados, los geositios son evaluados mediante los 6 criterios del Anexo 1 asignándoles el puntaje correspondiente a cada lugar de acuerdo con la información obtenida y descrita en la evaluación cualitativa realizada anteriormente. Por otra parte, los sitios de geodiversidad son evaluados haciendo una distinción entre los que poseen un potencial uso educativo y los que poseen un potencial uso turístico (Anexo 2 y 3).

Geositios/ Parámetros	Representatividad	Localidad clave	Conocimiento científico	Diversidad geológica	Rareza	Límites de uso
<b>LI- 04 Capillas de mármol</b>	4	1	2	4	4	1
<b>LI-05 Delta El León</b>	1	1	1	1	1	2
<b>LI-06 Morrena glaciar El Plomo</b>	4	1	1	1	4	2
<b>LI-08 Sistema de paleodeltas del río Dunas</b>	2	2	4	2	4	4
<b>LI-09 Contacto CMAO - Granito El León</b>	4	1	2	1	4	2
<b>LI-10 Plutón El Plomo</b>	1	1	2	2	1	2
<b>LI-11 Diques subvolcánicos Puerto Guadal</b>	2	1	2	2	1	4
<b>LI-12 Plegamiento y Falla Santa Cruz</b>	4	1	2	1	2	2
<b>LI-13 Cerro Negro</b>	2	1	2	2	4	4
<b>LI-14 Complejo Plutónico Paso Las Llaves</b>	1	1	2	1	1	4
<b>LI-15 Sitio fosilífero de dinosaurios</b>	4	2	4	4	4	4
<b>LI-16 Sitio fosilífero de mamíferos extintos</b>	4	2	4	4	4	4
<b>LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos</b>	4	1	4	4	2	4

**Tabla 6.** Evaluación cuantitativa de geositios

Sitio de geodiversidad con potencial educativo /Parámetros	Vulnerabilidad	Accesibilidad	Límites de uso	Asociación con otros valores	Paisaje	Singularidad	Condiciones de observación	Potencial didáctico	Diversidad geológica
<b>LI-01 Pintura rupestre Río Müller</b>	2	2	4	4	2	4	4	4	2
<b>LI-02: Campamento minero Puerto Cristal</b>	2	1	1	1	3	2	4	1	2
<b>LI-06 Morrena glaciar El Plomo</b>	1	1	3	1	4	2	4	1	1
<b>LI-11 Diques subvolcánicos Puerto Guadal</b>	3	4	4	1	2	1	4	1	1
<b>LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos</b>	2	2	4	1	4	3	4	4	4

**Tabla 7.** Evaluación cuantitativa de sitios de geodiversidad con potencial educativo.

Sitio de geodiversidad con potencial turístico/Parámetros	Vulnerabilidad	Accesibilidad	Límites de uso	Asociación con otros valores	Paisaje	Singularidad	Condiciones de observación	Potencial interpretativo	Proximidad de lugares de interés
<b>LI-02: Campamento minero Puerto Cristal</b>	2	1	1	1	4	2	4	3	1
<b>LI-04 Capillas de mármol</b>	2	1	3	1	4	4	4	4	2
<b>LI-06 Morrena glaciar El Plomo</b>	1	1	3	1	4	2	4	4	1
<b>LI-07 Cascada Los Maqui</b>	3	3	4	2	4	1	4	4	4
<b>LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos</b>	2	2	4	1	3	3	4	4	4
<b>LI-03 La mina Escondida Puerto Guadal</b>	2	3	4	1	2	2	4	2	3

**Tabla 8.** Evaluación cuantitativa de sitios de geodiversidad con potencial turístico

Por último, se realiza una evaluación cuantitativa del riesgo de degradación para todos los geositios y sitios de diversidad geologica utilizando los 4 parámetros del Anexo 5.

Lugar de interés /Criterio de evaluación para riesgo de degradación	Deterioro de elementos geológicos	Proximidad a áreas/actividades con potencial de causar degradación	Accesibilidad
LI-01 Pintura rupestre Río Müller	3	1	2
LI-02: Campamento minero Puerto Cristal	3	1	1
LI-04 Capillas de mármol	3	2	1
LI-05 Delta El León	3	1	4
LI-09 Contacto CMAO – Granito El León	1	1	3
LI-10 Plutón El Plomo	1	1	1
LI-06 Morrena glaciar El Plomo	3	1	1
LI-11 Diques subvolcánicos Puerto Guadal	2	1	4
LI-03 La mina Escondida Puerto Guadal	3	1	3
LI-07 Cascada Los Maqui	2	1	3
LI-08 Sistema de paleodeltas del río Dunas	3	1	4
LI-12 Plegamiento Santa Cruz y Falla Elcira	1	1	2
LI-15 Sitio fosilífero de dinosaurios	3	1	2
LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos	3	2	2
LI-13 Cerro Negro	2	1	2
LI-16 Sitio fosilífero de mamíferos extintos	3	1	2
LI-14 Complejo Plutónico Paso Las Llaves	1	1	4

**Tabla 9.** Evaluación cuantitativa de riesgo de degradación en geositios y sitios de geodiversidad

## 5.5 Rankings

A partir del puntaje total alcanzado por cada geosito y sitio de geodiversidad en la evaluación cuantitativa, se obtiene los siguientes rankings de acuerdo con su categorización (Tabla 10, 11 y 12) y riesgo de degradación (Tabla 13).

	Ranking de geositios	Puntaje
1º	LI-15 Sitio fosilífero de dinosaurios	354
2º	LI-16 Sitio fosilífero de mamíferos extintos	354
3º	LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados mar	295
4º	LI- 04 Capillas de mármol	283
5º	LI-09 Contacto CMAO - Granito El León	277
6º	LI-08 Sistema de paleodeltas del río Dunas	272
7º	LI-06 Morrena glaciar El Plomo	271
8º	LI-12 Plegamiento y Falla Santa Cruz	241
9º	LI-13 Cerro Negro	237
10º	LI-11 Diques subvolcánicos Puerto Guadal	183
11º	LI-14 Complejo Plutónico Paso Las Llaves	142
12º	LI-10 Plutón El Plomo	124
13º	LI-05 Delta El León	112

**Tabla 10.** Tabla de puntajes obtenidos en la evaluación cuantitativa para cada geosito con su respectiva posición (ranking)

	<b>Ranking de sitios de geodiversidad con potencial educativo</b>	<b>Puntaje</b>
<b>1º</b>	<b>LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos</b>	<b>324</b>
<b>2º</b>	<b>LI-01 Pintura rupestre Río Müller</b>	<b>310</b>
<b>3º</b>	<b>LI-11 Diques subvolcánicos Puerto Guadal</b>	<b>228</b>
<b>4º</b>	<b>LI-02: Campamento minero Puerto Cristal</b>	<b>183</b>
<b>5º</b>	<b>LI-06 Morrena glaciar El Plomo</b>	<b>175</b>

**Tabla 11.** Tabla de puntajes obtenidos en la evaluación cuantitativa para cada sitio de geodiversidad con potencial educativo con su respectiva posición (ranking)

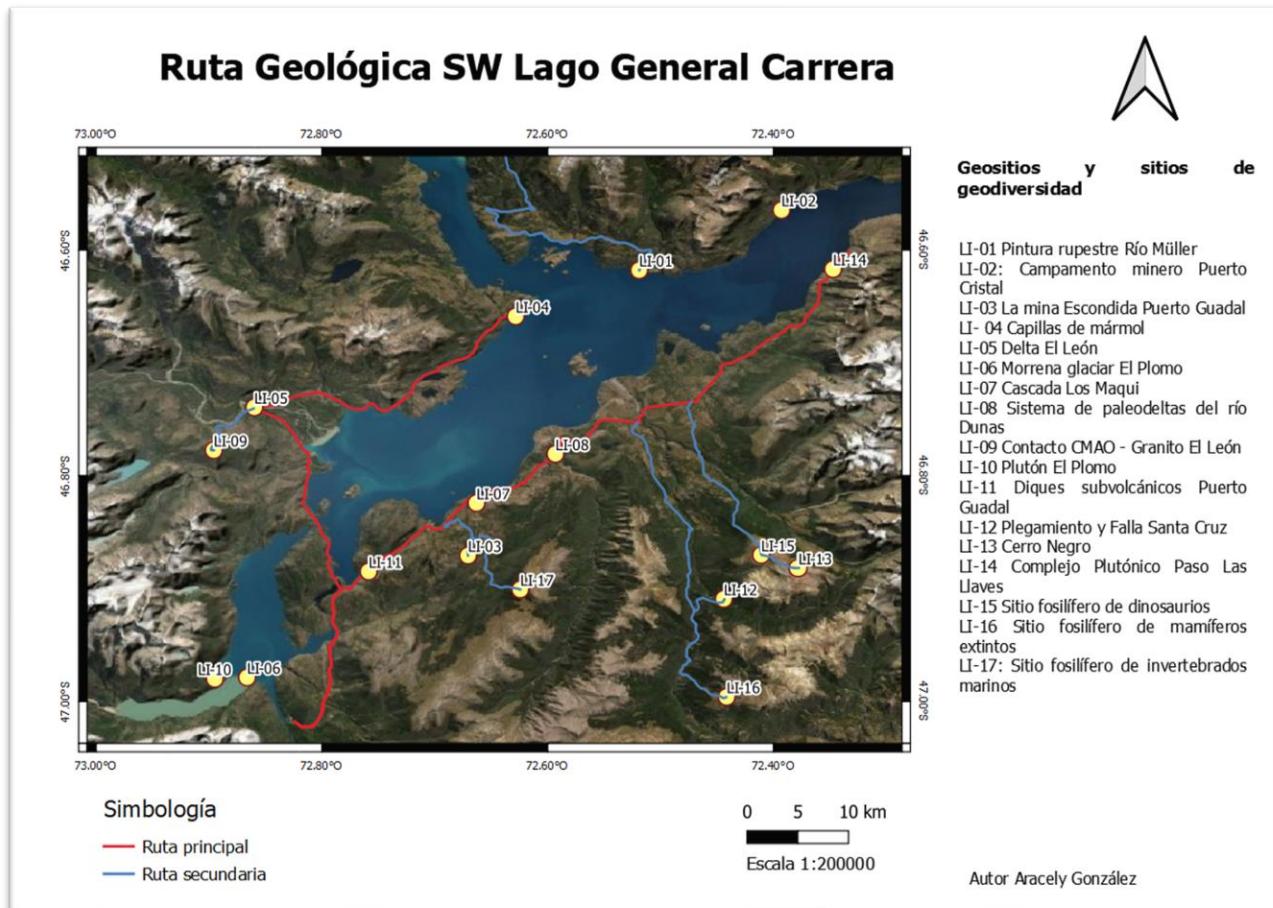
	<b>Ranking de sitios de geodiversidad con potencial turístico</b>	<b>Puntaje</b>
<b>1º</b>	<b>LI-07 Cascada Los Maqui</b>	<b>320</b>
<b>2º</b>	<b>LI-04 Capillas de mármol</b>	<b>297</b>
<b>3º</b>	<b>LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos</b>	<b>295</b>
<b>4º</b>	<b>LI-06 Morrena glaciar El Plomo</b>	<b>249</b>
<b>5º</b>	<b>LI-03 La mina Escondida Puerto Guadal</b>	<b>240</b>
<b>6º</b>	<b>LI-02: Campamento minero Puerto Cristal</b>	<b>237</b>

**Tabla 12.** Tabla de puntajes obtenidos en la evaluación cuantitativa para cada sitio de geodiversidad con potencial turístico con su respectiva posición (ranking)

	<b>Ranking de riesgo de degradación</b>	<b>Puntaje</b>
LI-05 Delta El León		265
LI-08 Sistema de paleodeltas del río Dunas		265
LI-17: Sitio fosilífero de invertebrados marinos		250
LI-03 La mina Escondida Puerto Guadal		243
LI-04 Capillas de mármol		228
LI-01 Pintura rupestre Río Müller		222
LI-15 Sitio fosilífero de dinosaurios		222
LI-16 Sitio fosilífero de mamíferos extintos		222
LI-11 Diques subvolcánicos Puerto Guadal		215
LI-02: Campamento minero Puerto Cristal		200
LI-06 Morrena glaciar El Plomo		200
LI-07 Cascada Los Maqui		193
LI-13 Cerro Negro		172
LI-14 Complejo Plutónico Paso Las Llaves		165
LI-09 Contacto CMAO – Granito El León		143
LI-12 Plegamiento Santa Cruz y Falla Elcira		122
LI-10 Plutón El Plomo		100

**Tabla 13.** Puntajes de la evaluación cuantitativa de riesgo de degradación para todos los geositios y sitios de geodiversidad con su respectivo ranking. Los de colores amarillentos representan aquellos sitios con un riesgo de degradación moderada y los de color celeste corresponden a sitios con un bajo riesgo de degradación

## 5.6 Ruta geológica



**Figura 66.** Rutas sugeridas para la zona de estudio que abarcan todos los geositios y sitios de geodiversidad propuestos. Elaboración propia.

Adicionalmente, como parte de este trabajo se ha confeccionado rutas geológicas que comprendan los geositios y sitios de geodiversidad seleccionados. En la Figura 66 se presenta de color rojo una ruta principal, la cual atraviesa la carretera principal: carretera austral (ruta 7) y la ruta 265, permitiendo llegar a los lugares de interés con una mayor facilidad de acceso logrando ser visitados en automóvil. En contraste, las rutas secundarias propuestas corresponden a aquellos lugares que poseen un desvío de la ruta urbana principal y que poseen una mayor dificultad de acceso teniendo en algunos casos que adentrarse a las laderas de los cerros y con la posibilidad de ser caminos privados. Cabe destacar que si bien no se observa un camino directo de llegada a los sitios LI-02, LI-06 y LI-10 esto es debido a que para accesar al primero se debe tomar una embarcación desde Puerto Río Tranquilo, donde se ubica el geosito LI-04, mientras que para los

últimos dos se debe igualmente tomar una embarcación pero desde Puerto Bertrand que se ubica al final de la ruta principal en el lado suroeste de la Figura 66.

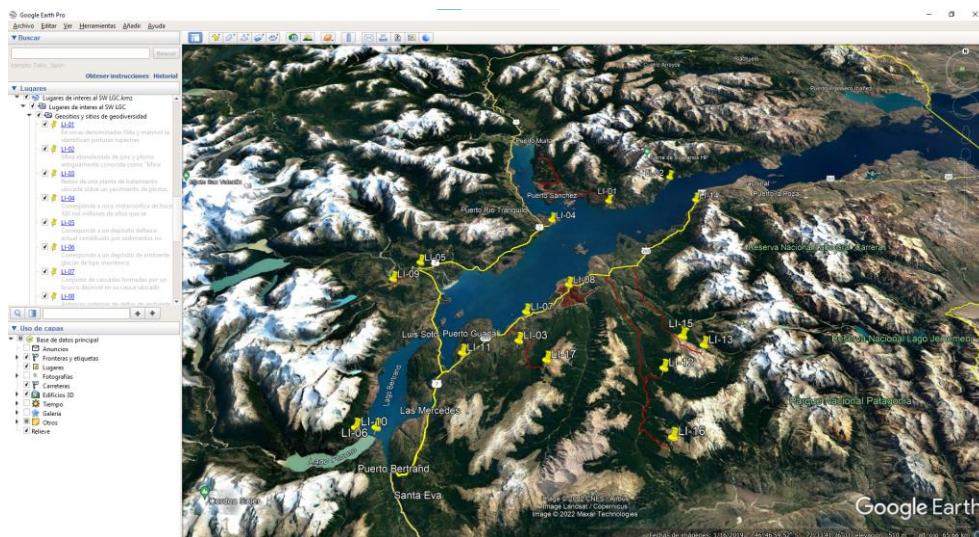
Por otro lado, con el fin de generar una ruta geologica dinamica donde cualquier ciudadano pueda acceder a las rutas e información de cada sitio de interes de una manera más didactica desde un computador (Figura 69 y 70) o celular movil (Figura 71) se elaboraron dos codigos QR: el primero consiste en un archivo kmz que da visualización a la ubicación de las rutas, geositios y sitios de geodiversidad; y el segundo permite la descarga independiente de volantes informativos con una breve descripción de cada lugar de interes. Estos codigos se pueden encontrar en el triptico elaborado como parte de este trabajo (Figura 67 y 68), el cual a su vez puerde ser descargado en <https://uqr.to/16uz3>. Además, de forma parela se puede descargar el archivo kmz mediante el link <https://uqr.to/16tv0> y los volantes informativos en formato zip en <https://uqr.to/16uzj>.



**Figura 67.** Lado A de tríptico “Ruta Geológica”. Elaboración propia



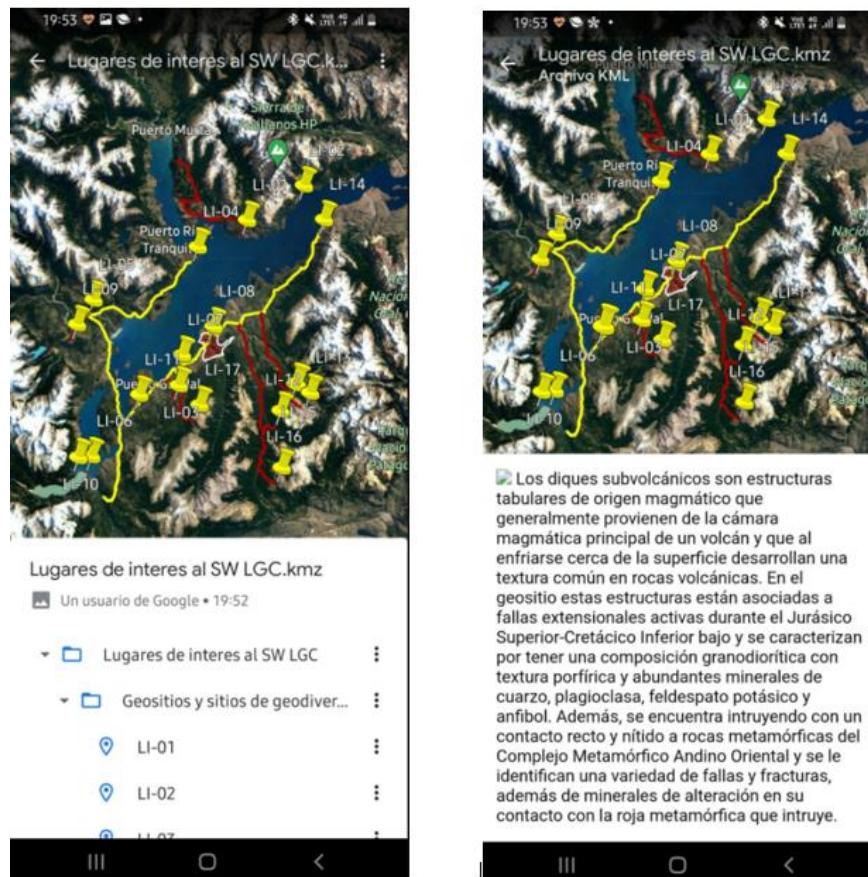
**Figura 68.** Lado B de tríptico “Ruta Geológica”. Elaboración propia



**Figura 69.** Vista del archivo descargado correspondiente al QR “Sendero y volantes informativos” en Google Earth desde un computador. Elaboración propia.



**Figura 70.** Vista del archivo descargado correspondiente al QR “Sendero y volantes informativos” al hacer clic al lugar de interés “LI-17” en Google Earth desde un computador. Elaboración propia.

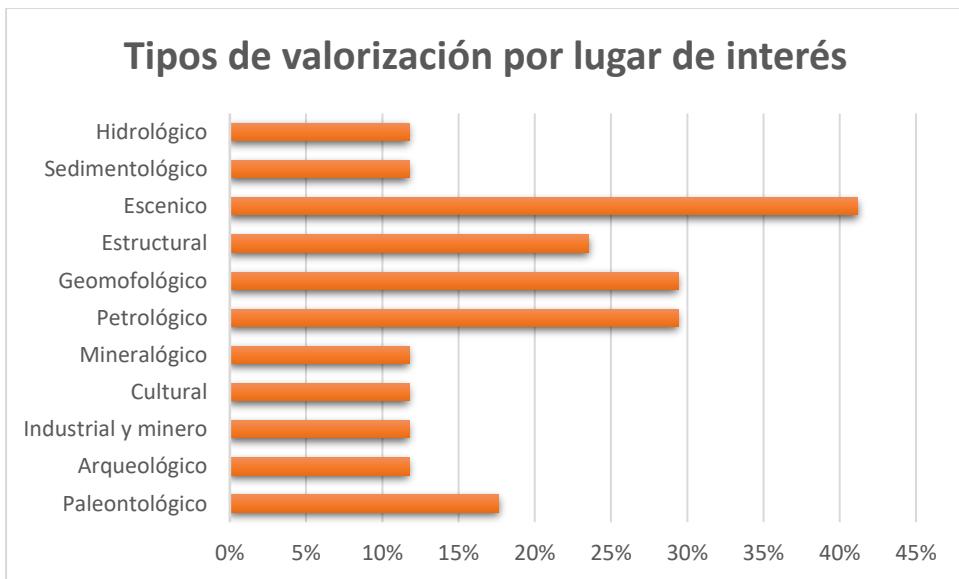


**Figura 71.** Vista del archivo descargado correspondiente al QR “Sendero y volantes informativos” en Google Earth desde un celular. La imagen izquierda corresponde a la vista general, y la imagen derecha a la visualización una vez seleccionado el lugar de interés LI-11.

## Capítulo 6: Discusión

En la zona de estudio se identifican 17 lugares de interés clasificándose 13 geositios y 8 sitios de geodiversidad donde 5 poseen potencial educativo y 6 poseen potencial turístico. Dentro de ellos hay 4 lugares de interés que clasifican en más de una categoría, estos son: Morrena glaciar El Plomo y Sitio Fosilífero de invertebrados marinos, nominados como geositio y sitio de geodiversidad con potencial turístico y educativo; Capillas de mármol que se clasifican como geositios y sitios de geodiversidad con potencial turístico; y Diques subvolcánicos Puerto Guadal, considerado tanto geositio como sitio de geodiversidad con potencial educativo. Esta categorización si bien se realiza a partir de los criterios de selección (Figura 1) propuesta por Brilha, también posee un componente subjetivo del evaluador tomando en consideración la información obtenida de cada lugar propuesto, los sitios que actualmente se encuentran con investigaciones internacionales y cuales son usados actualmente como turismo.

Los resultados reflejan una alta diversidad geológica donde mayoritariamente los lugares de interés destacan por su valor escénico (41%), geomorfológico (29%) y petrológico (29%), seguido de un valor estructural (24%) y paleontológico (18%) (Figura 72). Esto demuestra que la metodología de Brilha 2016 permite rescatar de manera eficiente el valor de un área permitiendo la caracterización detallada de cada lugar de interés de acuerdo con una serie de parámetros. Sin embargo, posee limitantes dependiendo de la zona a la que sea aplicada por lo que, si bien es una buena manera para evaluar sitios de interés, los parámetros a utilizar deben ser ajustados según la realidad de cada zona. Por ende, para efectos de este trabajo fueron eliminados los siguientes parámetros: integridad, protección jurídica, logística, densidad de población, nivel económico y seguridad. El primero debido a la falta de información actualizada para algunos de los lugares seleccionados al ser un trabajo de gabinete y el resto de los parámetros por ser considerados poco realistas o prácticos en una zona extrema como Patagonia. Así mismo, se modificaron los criterios de los parámetros de accesibilidad, paisaje y proximidad a otras áreas recreativas de una manera que fuera coherente con el área de estudio y que permitiera generar distinción entre los geositios y sitios de geodiversidad seleccionados.



**Figura 72.** Porcentaje de geositios y sitios de geodiversidad de acuerdo con el tipo de valor asignado en el inventario.

Las puntuaciones obtenidas para cada lugar de interés propuesto y expresadas en el ranking (Tabla 10, 11 y 12) son fiables puesto que los geositios con mayor puntuación son los sitios fosilíferos LI-15, LI-16 y LI-17, los cuales son de gran envergadura a nivel nacional dado a su contenido mamíferos, dinosaurios invertebrados, mientras que los de menor valor corresponden al Plutón El Plomo y Delta debido a que no son la única ocurrencia de este tipo en la zona. Respecto a los sitios de geodiversidad con potencial educativo encabezando el primer lugar se encuentra el Sitio fosilífero de invertebrados marinos y Pintura rupestre Müller debido a su alto potencial didáctico y singularidad, mientras que los que poseen un menor rango es debido a su menor facilidad de acceso. Por último, en los sitios de geodiversidad con valor turístico llama la atención que Capillas de Mármol se encuentre debajo de Cascada Los Maqui, sin embargo, esto se debe a que el primero posee una dificultad de acceso mayor que la cascada ya que solo se puede acceder a ella mediante embarcaciones y cuando el clima es lo suficientemente adecuado para ello.

## Capítulo 7: Conclusión

En el presente estudio mediante la metodología de Brilha (2016) cumpliendo con las etapas de revisión bibliográfica, inventario, evaluación cualitativa, cuantitativa y de riesgo de degradación, se ha logrado reconocer, caracterizar y cuantificar 17 sitios de interés haciendo distinción entre geositios y sitios de geodiversidad, permitiendo de esta manera resaltar el valor geológico, geomorfológico, paleontológico y minero de la zona de. Estos resultados demuestran que pese a ser un trabajo exclusivamente de gabinete, es decir, sin salida de campo, se lograron cumplir con los objetivos principales de seleccionar y caracterizar geositios y sitios de geodiversidad de la zona, dado a que es un lugar bastante estudiado por lo que se tiene la información necesaria para que este trabajo sea realizado de forma valida.

Los geositios y sitios de geodiversidad propuestos permiten representar de buena manera la historia geológica del área de estudio abarcando edades que varían desde las rocas más antiguas (Paleozoico) a las más jóvenes (Holoceno). Ayudan a contextualizar diversos procesos geológicos como el metamorfismo, plegamiento por tectonismo, intrusiones, fallas, depósitos glaciares, ambiente kárstico, etc. También evidencian la presencia de seres vivos que habitaban en el pasado destacándose el descubrimiento fósil de mamíferos y dinosaurios, además de la transgresión marina que experimentó la zona dejando invertebrados marinos como registro.

El área de estudio posee una geodiversidad enriquecedora, sin embargo, falta diversificar más el turismo resaltando más allá de la belleza paisajística como actualmente se hace con la Catedral de mármol, sino también abordar la paleontología y geomorfología, así como procesos sedimentarios que formaron la zona, entendiendo la historia geológica del lugar, lo cual puede complementarse con los geositios y sitios de geodiversidad propuestos en este estudio. De esta manera se logra brindar a la población un mayor conocimiento, interés y aprecio por los rasgos geológicos y geomorfológicos generando un mejor entendimiento sobre los procesos o eventos geológicos que los afectan directamente como los aluviones, erupciones volcánicas, terremotos, etc. A su vez, esto permite generar una mayor conciencia en la población sobre la importancia de conservar y cuidar estos lugares.

Para una mayor divulgación sobre el valor geopatrimonial de la zona estudiada se propone la ejecución de paneles informativos ubicados cerca de los geositios y sitios de geodiversidad propuestos; charlas en escuelas, ferias e instituciones del sector turismo; y visitas guiadas de terreno que expliquen con un lenguaje común las características destacadas del sitio de interés.

Por último, si bien el estudio logra hacer una caracterización de manera efectiva de los geositios y sitios de geodiversidad propuesto, está sujeta a modificaciones por lo que es importante la realización de trabajos en terreno con una información más detallada y actualizada de los sitios propuestos.

## Bibliografía

- Bétard, F., & Peulvast, J.-P. (2019). Geodiversity Hotspots: Concept, Method and Cartographic Application for Geoconservation Purposes at a Regional Scale. *Environmental Management*, 822–834.
- Lliboutry, L. (1956). Nieves y glaciares de Chile: fundamentos de glaciología. Santiago de Chile.
- (MMAJ), J. I.-M. (1991). Report on the investigation of mineral potential in the Lonquimay area and regions Los Lagos and Aysén, the Republic of Chile (Aysen Area). *Japan International Cooperation Agency-Metal of Japan, Fase 2*, 224.
- (MMAJ), J. I.-M. (1992). Report on the investigation of mineral potential in the Lonquimay area and regions Los Lagos and Aysén, the Republic of Chile (Aysén Area). *Japan International Cooperation Agency-Metal of Japan, Fase 3*, 190.
- Ackerly, D., Loarie, S., Cornwell, W., Weiss, S., Hamilton, H., Branciforte, R., & Kraft, N. (2010). The geography of climate change: implications for conservation biogeography. *Diversity and Distributions*, 476–487.
- Aldridge Mayorga, B. A. (2020). *Estratigrafía y sedimentología de la Formación Toqui en las cercanías del Cerro Visera, Mallín Grande, Región de Aysén, Chile*.
- Ameghino, F. (1889). Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 6, 1-1027.
- Augustsson, C., & Bahlburg, H. (2002). Cathodoluminiscence of quartz as provenance indicator for late Paleozoic metasediments of southern Andean Patagonia. *International Symposium of Andean Geodynamics*, (págs. 57-59). Toulouse.
- Baker, P., Rea, W., Skarmeta, J., Caminos, R., & Rex, D. (1981). Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46°S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 303,, 105-149.
- Bell, C. (2009). Quaternary lacustrine braid deltas on Lake General Carrera in southern Chile. *Andean Geology* 36 (1), 51-65.
- Bell, C. M. (enero de 2009). Quaternary lacustrine braid deltas on Lake General Carrera in southern Chile. (S. N. Minería, Ed.) *Andean Geology*, 36(1), 51-65.
- Bell, C., & Suárez, M. (2000). The Río Lácteo Formation of Southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *Jornal of South American Earth Sciences* , 133-145.
- Biddle, R., Uliana, M., Mitcu, R., Fitzgerald, M., & Wright, R. (1986). The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South América. *Intenational Association of Sedimentologists, Special Publication*, 8, págs. 41-61.
- Blissencach, E. (1954). Geology of alluvial fans in semiarid regions. *Bulletin of the Geological Society of America*, 175-190.
- Boetsch, M. (2014). *Control estructural de la mineralización Argento-Aurífera y criterios de exploración en el distrito Cerro Bayo, Región de Aysén, Chile*. Tesis magistral, Universidad de Chile, Departamento de Geología .

- Bostelmann, E., & Buldrini, K. (2012). Late-Early Miocene fossil mammals of the Pampa Guadal Area, Meseta Cosmelli, Aysén Region, Chilean Patagonia. Abriendo ventanas al pasado, Punta Arenas. En M. Leppe, J. C. Aravena, & R. Villa Martínez (Ed.), *Simposio de Paleontología en Chile N° 3, Resúmenes 3* (págs. 38-41). Punta Arenas: Instituto Antártico Chileno-Centro de Estudios del Cuaternario y Antártica Punta Arenas.
- Bowman, D. (1990). Climatically triggered Gilbert-type lacustrine fan deltas, the Dead Sea area, Israel. *International Association Sedimentologists*, (págs. 273-280-151). Oxford.
- Branney, M., & Kokelaar, P. (2003). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society*, 1-143.
- Brilha , J. (2016). Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites: a review. *Geoheritage 8*, 119-134.
- Brilha, J. (2002). Geoconservation and protected areas. *Environ conserv*, 273–276.
- Brilha, J., Gray, M., Pereira, D., & Pereria, P. (2018). Geodiversity: An integrative review as a contribution to the sustainable management of the whole of nature. *Elsevier*, 19-28.
- Brocx, M., & Semeniuk, V. (2007). Geoheritage and geoconservation - History, definition, scope and scale. *J R Soc West Aust*, 53-87.
- Busby-Spera, C. (1998b). Speculative tectonic model for theearly Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States. *Geology*, 1121-1125.
- Busby-Spera, C., Mattinson, J., Riggs, N., & Schermer, E. (1990). The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran Deserts and the Sierran-Klamath region: similarities and differences in paleogeographic evolution. *Geological Society of America Special*, 325-338.
- Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J., Sepúlveda, F., & Galaz, G. (2016). Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. *Geodynamic Evolution of the Southmmost Andes*.
- Cande , S., & Ireslie, R. (1986). Late cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of geophysical researc*, 471-496.
- Cas, R., & Wright, J. (1987). Volcanic successions, modern and ancient. London .
- Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55-56.
- Charrier , R. (2015). Marco geológico-tectónico, contenido fosilífero y cronología de los yacimientos cenozoicos pre-pleistocénicos de mamíferos terrestres fosiles de Chile. *ResearchGate*, 322-325.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In The Geology of Chile (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). *The Geological Society*, (págs. 21-114).
- Chimento Ortiz, N. (2018). *Descripción anatómica y relaciones filogenéticas de Chilesaurus diegosuarezi (Theropoda, Dinosauria)*. Doctoral dissertation, Universidad Nacional de La Plata.
- Chlachula, J. (2020). Geoheritage of East Kazakhstan. *Geoheritage*.
- Chorley, R., Schumm, S., & Sudgen, D. (1984). Geomorphology. Earth Sciences and the past. 605.

- Colella, A. (1984). Marine Gilbert-type deltas in Lower(?). *Abstracts, IAS 5th European*, 112–113.
- Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales: Secuencias y modelos de sedimentación. *ResearchGate*.
- Covacevich, V., De la Cruz, R., & Suárez, M. (1994). Primer hallazgo de fauna del Berriasiano inferior (Neocomiano) en la Formación Ibañez, Región XI, Aisén. *Congreso Geológico Chileno*, (págs. 425-429).
- Croft, R., & Gordon, J. (2015). Geoconservation in protected areas. *Protected area governance and management*, 531–568.
- Crowe, B., & Fisher, R. (1973). Sedimentary structures in base surge deposits with special reference to cross bedding. *Geological Society*, 663-682.
- Cuitiño, J., Fernicola, J., Kohn , M., Trayler , R., Naipauer , M., Bargo, M., . . . Vizcaíno , S. (2016). U-Pb geochronology of the Santa Cruz Formation (early Miocene) at the Río Bote and Río Santa Cruz (southernmost Patagonia, Argentina): Implications for the correlation of fossil vertebrate localities. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 198-210.
- D' Orazio, M., Innocenti, F., Haller, M., Agostini, S., Manetti, P., & Mazzarini, F. (2001). Slab window - related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~52°S, Argentina - Chile). *Lithos*, 57, 67-89.
- Dart, C., Collier, R., Gawthorpe, R., Keller, J., & Nichols, G. (1994). Sequence stratigraphic of (?) Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Mar. Petrol. Geol.*, 545–560.
- De la Cruz, R., & Suárez, M. (2006). Geología del área Puerto Guadal - Puerto Sánchez, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Carta Geológica de Chile* , No. 95.
- De la Cruz, R., & Suárez, M. (2008). *Geología del área Chile Chico - Río de las Nieves, región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- De la Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D., & Bell, M. (2003). *Geología del área Coihaique-Balmaceda, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo*. Servicio Nacional de Geología.
- De la Cruz, R., Suárez, M., Covacevich, V., & Quiroz, D. (1996). Estratigrafía de la zona de Palena y Futaleufú (43°15'-43°45'Latitude S), X Región, Chile. *Congreso Geológico Argentino*, (págs. 417-424).
- De la Cruz, R., Suarez, R., Morata, M., Espinoza, D., & Troncoso, A. (2003). El cenozoico del Lago General Carrera, Aysen, Chile (46°30'-47°15'S): estratigrafía y tectónica. *10º Congreso Geológico Chileno*
- De la Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M., & Quiroz, D. (2004). Geología del área oriental de las hojas Cochrane y Villa O'Higgins: región Aysén del general Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, N 85.
- Dobrowsk, S. (2011). A climatic basis for microrefugia: the influence of terrain on climate. *Global Change Biology*, 1022–1035.
- Dowling, R. (2009). Geotourism's contribution to local and regional development. *Geotourism and local development*, 15-37.

- Dowling, R. (2011). Geotourism's global growth. *Global geotourism perspectives*, 1-13.
- Dowling, R., & Newsome, D. (2010). Global geotourism perspectives. *Goodfellow Publishers*.
- Druitt, T. (1998). Pyroclastic density currents. *Geological Society* , 145: 145-182.
- Fernandez García, P. (2018). *Geomorfología GLACIAR 2*. Obtenido de Docplayer: <https://docplayer.es/61962598-Geomorfologia-glaciar-2-paloma-fernandez-garcia-dpto-geodinamica-facultad-c-c-geologicas-universidad-complutense-de-madrid.html>
- Fisher , R. (1966). Mechanism of deposition from pyroclastic flow. *American Journal Science*, 350-363. .
- Fisher , R., & Schmincke, H. (1984). Springer-Verlag. *Pyroclastic rocks*, 427.
- Fisher, R. (1961). PROPOSED CLASSIFICATION OF VOLCANICLASTIC SEDIMENTS AND ROCKS. *Geological Society of America Bulletin* .
- Fisher, R., & Waters, A. (1970). Base surge bed forms in maar volcanoes. *American Journal of Science*, 157-180.
- Flint, S., Prior, D., Agar, S., & Turner, P. (1994). Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin and its relationship to the Chile triple junction. *Journal of the Geological Society*, 251-68.
- Flynn, J., Novaceck, M., Dodson, H., Frassinetti, D., McKenna, M., Norell, M., . . . Wyss, A. (2002). A new fossil mammal assemblage from the southern Chilean Andes: implications for geology, geochronology, and tectonics. *South American Earth Sciences* 15, 285–302.
- Frassinetti, D., & Covacevich , V. (1999). *Fauna de invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal en Pampa Castillo, Sur del Lago General Carrera, Aisén. Chile*. Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Freundt, A., Wilson, C., & Carey, S. (2000). Ignimbrites and block and ash flow deposits. *Encyclopedia of volcanoes*, 581-600.
- Fuertes-Gutiérrez, I., & Fernández-Martínez, E. (2012). Mapping Geosites for Geoheritage Management: A Methodological Proposal for the Regional Park of Picos de Europa (León, Spain). *Environmental Management*, 789-806.
- Gawthorpe, R., & Colella, A. (1990). Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. *Coarse-Grained Deltas (Eds A. Colella and D.B. Prior)*, 113–127.
- Gill, J. (2017). Geology and the Sustainable Development Goals. *Geology for Global Development*, 70-76.
- Gobo, K., Ghinassi, M., & Nemec, W. (2015). Gobo, K., Ghinassi, M., & Nemec, W. (2015). Gilbert-type deltas recording short-term base-level changes: Delta-brink morphodynamics and related foreset facies. *Sedimentology*.
- Goessling , S., & Hall, C. (2005). Tourism and global environmental change. *Ecological, social, economic and political interrelationship.*, 331p.
- Gomez Villar, A. (1996). Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos. *Cuaternario y geomorfología*, 77-124.
- Gray, M. (2013). Geodiversity: Valuing and conserving abiotic nature. *ResearchGate*.
- Gray, M. (2018). Geodiversity: the backbone of geoheritage and geoconservation. *Elsevier*, 13-25.

- Gutierrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid: Pearson educación.
- Haller, M., & Lapido, O. (s.f.). The Jurassic – Cretaceous volcanism in the septentrional Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*(18), 395-410.
- Hampton , B., & Horton, B. (2007). Sheet flow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, 1121-1148.
- Harris, A., & Rowland, S. (2015). Lava Flows and Rheology. *Elsevier - The encyclopedia of volcanoes*.
- Heim, A. (1940). Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Elogiae Geologicae Helvetiae*, 33, 25-51.
- Henriques, M., & Brilha, J. (2017). UNESCO Global Geoparks: a strategy towards global understanding and sustainability. *Episodes* 40, 349-355.
- Henriques, M., dos Reis, R., Brilha, J., & Mota , T. (2011). Geoconservation as an Emerging Geoscience. *Geoheritage*, 117–128.
- Herron, E., Cande, S., & Hall, B. (1981). An active spreading center collides with a subduction zone: A geophysical survey of the Chile Margin triple junction. *Geological Society of America Memoir*, 683-701.
- Hervé, F. (1993). Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysén. In *first Circum-Pacific and CircumAtlantic Terrane Conference, Proceeding*, (págs. 64-65). Guanajato, México.
- Hervé, F., Calderón, M., & Fáundez, V. (2008). The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologia Acta*, 6(1), 43-53.
- Hervé, F., Fanning, C., & Pankhurst, R. J. (2003). Detrital Zircon Age Patterns and Provenance in the metamorphic complexes of Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 107-123.
- Hervé, F., Godoy, E., Mpodozis, C., & Fanning, C. (2004). Monitoring magmatism of the Patagonian Batholith through the U-SHRIMP dating of detrital zircons in sedimentary units of the Magallanes basin. *Bulletino dei Geofidica teorica ed Applicata* 45, 113-117.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C., Calderón, M., & Yaxley, G. (2007). The South Patagonian batholith: 150 Ma of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394.
- Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe- Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *Congreso Geológico Chileno*. Santiago.
- Hjort, J., Gordon, J., Gray, M., & Hunter, M. (2015). Why geodiversity matters in valuing nature's stage. *Conservation Biology*.
- Horton, B., & Schmitt , J. (1996). Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, 133-155.
- Ingersoll, R. V. (2011). Tectónica de cuencas sedimentarias, con nomenclatura revisada. *Tectónica de cuencas sedimentarias: avances recientes*, 1-43.
- Keppel, G., Van Niel, K., Wardell-Johnson, G., Yates, C., Byrne, M., Mucina, L., . . . Franklin, S. (2012). Refugia: identifying and understanding safe havens for biodiversity under climate change. *Global Ecology and Biogeography*, 393–404.

- Kley, J., Monaldi, C., & Salfity, J. (1999). Along - strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301, 75-94.
- Lagabrielle, Y., Suarez, M., Rossello, E., Heral, G., Matinod, J., Regnier, M., & De la Cruz, R. (2004). Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 211-241.
- Lockwood, J., & Lipman, P. (1980). Recovery of datable charcoal beneath young lavas: lessons from Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 609-615.
- Martínez Escobar, P. M. (2010). *Identificación, caracterización y cuantificación de geositios, para la creación del I Geoparque en Chile, en torno al Parque Nacional Conguillío*.
- Martinez, J. (2017). Importancia de las rutas geológicas en la educación en Geociencias. *Tierra y tecnología*, 1131-5016.
- Massari , F. (1996). Upper-flow-regime stratification types on steep-face, coarse-grained, Gilbert-type progradational wedges (Pleistocene, southern Italy). *J. Sed. Res.*, 66, 364–375.
- McKeever, P., & Zouros, N. (2005). Geoparks: celebrating earth heritaage, sustaining local communities. *Episodes* 28, 274-278.
- McPherson. (s.f.). J.G.
- McPherson, J., Shanmugam, G., & Moiola, R. (1987). Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Bulletin Geological Society America*, 331-340.
- McPherson, J., Shanmugam, G., & Moiola, R. (1988). Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. 15-22.
- Miller, H. (1984). Orogenic development of the Argentinean/Chilean Andes during the Paleozic. *Journal of the Geological Society*, 885-892.
- Mimica, V. (2020). *Paleontología sistemática y estratigrafía de la Facies (a) de Formación Toqui (Titoniano-Valanginiano) y sus implicancias paleoambientales en las cercanías de Puerto Guadal, región de Aysén*.
- Miranda, M. (2021). *Geología en rocas del Jurásico Superior de la Fm. Toqui, en área del Cerro Negro (46°42'), Mallín grande, Región de Aysén, Chile*. Santiago, Chile .
- Moore, J. (1967). Base surges in recent volcanic eruptions. *Bulletin Volcanologique*, 3337-363.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (2008). Tectonica jurásica en Argentina y Chile: extension, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 481-497.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. . (1989). *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources (Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources earth science series)* (Vol. 11).
- Murcia, H., Borrero, C., Pardo, N., Alvarado, G., Arnosio, M., & Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcanoclásticos: terminos y conceptos para una clasificación en español. *Research Gate*.
- Murdie, R., Pugh, D., & Styles, P. (1999). A lightweight, portable, digital probe for measuring the thermal gradient in shallow water sediments, with examples from Patagonia. *Geo-Marine Letters*, 315-320.

- Nemec, W., & Steel, R. (1984). Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, 1-31.
- Nemec, W., & Steel, R. (1988). Fan Deltas: sedimentology and tectonic settings. 444.
- Niemeyer, H. (1975). *Geología de la región comprendida entre el Lago General Carrera y el Río Chacabuco, Provincia de Aysén-Chile*. Memoria de Titulo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.
- Novas, F., Salgado , L., & Isasi, M. P. (2018). *Chilesaurus, un rompecabezas evolutivo*.
- Novas, F., Salgado, L., Suárez, M., Agnolín, F., Ezcurra, M., Chimento, N., & Rubilar-Rogers, D. (2015). An enigmatic plant-eating theropod from the Late Jurassic period of Chile. *Nature* , 522(7556), 331.
- Ortiz, A., & Vergara, M. (1979). Perspectivas de desarrollo de los recursos de la Región de Aysén del general Carlos Ibáñez del Campo, Publicación 26. 1-12.
- Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C., & Kelley, S. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5), 605 – 625.
- Pankhurst, R., Weaver, D., Hervé, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 156, págs. 673-694.
- Perez-Torrado, F., & Fernandez-Turiel, J. (2015). Peligros asociados a los depositos piroclásticos. *Peligros volcánicos*.
- Prosser, C., Brown, E., Lawood, J., & Bridgland, D. (2013). Geoconservation for science and society – an agenda for the future. *Proc Geol Assoc*, 561–567.
- Pujadas, A., Brusil, D., & Pedrinaci, E. (1999). ¡Los volcanes han cambiado! Nuevos enfoques de terminología volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 200-209.
- Quiroz, D. (2000). *Geología y geoquímica de la Formación Ibáñez y Batolito Patagónico al Norte del lago General Carrera (entre los 46°00 – 46°30' S y los 72°00 – 72°20' W)*. Memoria de título (inédito), Concepcion.
- Rachocki, A. (1981). Alluvial fans.
- Ramos, V. (1979). *El Problema de la edad y relaciones estructurales en orógenos pre-andinos de Argentina y Chile*. Coloquio Universidad de Buenos Aires-Goethe Institut:, Buenos Aires.
- Ramos, V. (1989). Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73, 887-903.
- Rapela, C., Pankhurst, R., & Fanning, C. (2003). The early Jurassic subcordilleran plutonic belt of Patagonia (42-44°S): Proto-pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume. *10º Congreso Geológico Chileno*.
- Reynard, E., & Brilha, J. (2018). Georitage: Assessment, protection, and management. *Elsevier*.
- Reynard, E., & Brilha, J. (2018b). Geoheritage: a multidisciplinary and applied research topic. *Elsevier*, 3-9.

- Ricketts, B., & Evenchick, C. (2007). Evidence of different contractional styles along foredeep margins provided by Gilbert deltas, examples from Bowser Basin, British Columbia, Canada. *Bulletin Canadian Petroleum Geology*, 243-261.
- Riveros, D. (2020). *Estratigrafía y sedimentología en torno a Mallín Grande, Cordillera Patagónica, Región de Aysén, Chile*. Memoria de título , Santiago de Chile.
- Rolando, A., Hartmann, L., Santos, J., Fernandez, R., Etcheverry, R., Schalamuk, I., & McNaughton, N. (2002). SHRIMP zircon U–Pb evidence for extended Mesozoic magmatism in the Patagonian batholith and assimilation of Archaean crustal components. In *Journal of South American Earth Sciences* 15, (págs. 267–83).
- Salgado, L., De la Cruz , R., Suarez, M., Fernandez, M., Gasparini, Z., Palma-Heldt, S., & Fanning, M. (2008). First Late Jurassic Dinosaur Bones from Chile. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28(2), 529-534.
- Salgado, L., Novas, F., Suarez, M., De La Cruz, R., Isasi, M., Rubilar-Rogers, D., & Vargas, A. (2015). Late Jurassic sauropods in Chilean Patagonia. *AMEGHINIANA*.
- Scalabrino, B., Lagabrielle, Y., Malavieille, J., Espinoza, F., Suárez, M., & Rossello, E. (2010). A morphotectonic analysis of central Patagonian Cordillera: Negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center. *Tectonics*, 29.
- Schilling, M., Mourgués, A., Benado, J., & Partarrieu, D. (2015). Patrimonio geológico y su conservación en Chile: avances y perspectivas. In *Proceedings XIV Congreso Geológico Chileno*, (págs. 416-419).
- Schilling, M., Toro, K., Contreras, P., & Levy, C. (s.f.). Geoparque Kútralcura. Avances en la creación del primer geoparque en Chile. Santiago, Chile.
- SERNAGEOMIN. (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. Escala 1:1.000.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD ROM, versión 1.0, 2003)*.
- Skarmeta, J. (1974). *Geología de la región continental de Aysén, entre los 45° y 46° de latitud sur, Chile*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Skarmeta, J., & Castelli, J. (1997). Intrusión sintectónica del Granito de las Torres del Paine, Andes patagónicos de Chile. *Revista Geologica de Chile* 24(1), (págs. 55-74).
- Smith, G. (1988). Intra-arc basins: structure, stratigraphy, and resource potential. *Reunión anual de la Asociación Estadounidense de Geólogos del Petróleo*. Houston, TX, EE.UU.
- Smith, R. (1960). Zones and zonal variations in welded ash flows. *U.S Geol.Surv. Profess*, 149-159.
- Soria, J., Fernandez, J., Garcia, F., & Viseras, C. (2003). Correlative lowstand deltaic and shelf systems in the Guadix Basin (Late Miocene, Betic Cordillera, Spain): the stratigraphic record of forced and normal regressions. *J. Sed. Res*, 912–925.
- Sorkhabi, R. (2019). Clasificación de cuencas geológicas. *GEOExPro*, 16(2).
- Soto, A., & Díaz, N. (2015). Síntesis metodológica para la evaluación de sitios con interés geológico-patrimonial en Chile. *XI Congreso geológico Chileno*.
- Soto, D., & Alvarado, G. E. (2012). Peperitas en Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*.
- Spark, R., Self, S., & Walker, G. (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 115-118.

- Stefani, E. (s.f.). Revisión bibliográfica de metodologías para la evaluación de Lugares de Interés Geológico (LIG) y propuestas para la creación de una nueva metodología en Chile.
- Suárez, M., & De la Cruz, R. (1994). Estratigrafía y paleogeografía Mesozoica de Aysén Nororiental (45° - 46° S), Chile. *Congreso Geológico Chileno*, (págs. 533-537). Concepción.
- Suárez, M., & De La Cruz, R. (1996). Estratigrafía y tectónica de la zona sureste del Lago General Carrera (46°30'-47° lat. S), Cordillera Patagónica, Chile. *Congreso Geológico Argentino No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 3,, 1, págs. 425-432.
- Suárez, M., & De la Cruz, R. (1997). Edades K-Ar del Grupo Ibáñez en la parte oriental del Lago General Carrera (46°-47°LS), Aysén, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas., 2, págs. 1548-1551. Antofagasta.
- Suárez, M., & De la Cruz, R. (2000). Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera (45° 30' - 47° 30' S). *Journal of the Geological Society*, 157, 995-1001.
- Suárez, M., & De la Cruz, R. (2001). Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°-48°S). *Geological Magazine* 138(1), 54-66.
- Suarez, M., De la Cruz, R., & Bell, C. (2000b). Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt. *Geological Magazine*, 137, 345-353.
- Suarez, M., De la Cruz, R., & Troncoso, A. (2000a). Tropical/subtropical Upper Paleocene-Lower Eocene fluvial deposits in eastern central Patagonia, Chile (46° 45'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 527-536.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Aguirre-Urreta, B., & Fanning, M. (2009). Relationship between volcanism and marine sedimentation in Northern Austral (Aysén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontological evidence. *Journal of South American Sciences*, 27, págs. 309-325.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Bell, M. M., & Demant, A. (2009b). Cretaceous slab segmentation in Southwestern Gondwana. *Cambridge Journals, Geological Magazine*, 147, págs. 193-205.
- Suárez, M., De la Cruz, R., Bell, M., & Demant, A. (2010). Cretaceous slab segmentation in southwestern Gondwana. *Geology Magazine* 147 (2), 193-205.
- Suárez, M., De la Cruz, R., Etchart , H., Márquez, M., & Fanning, M. (2015). Síntesis de la Cronología Magmática Meso-Cenozoica de Patagonia Central, Aysén, Chile: edades U-Pb SHRIMP. *Congreso Geológico Chileno N°14.*, 1, 789-792.
- Suarez, M., De la Cruz, R., Fanning, M., Novas, F., & Salgado , L. (2016). Tithonian age of dinosaur fossils in central Patagonian, Chile: U-Pb SHRIMP geochronology. *International Journal of Earth Sciences* , 2273-2284.
- Suarez, M., Demant, A., & De la Cruz, R. (1999). Volcanismo calcoalcalino en W Provincia Chon Aike: Grupo Ibáñez, Jurásico Superior-Cretácico Inferior temprano, Cordillera Patagónica de Aysén, Chile. *Congreso Geológico Argentino*, 2, págs. 186-189. Buenos Aires, Argentina.
- Sugden, D., & John, B. (1976). Glaciers and landscapes. 376.
- Tarbuck, E., & Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Madrid: Pearson Educación S.A.

- Thompson, S., Hervé, F., & Stöckhert, B. (2001). Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20(5), 693-711.
- Thomson, S., & Hervé, F. (2002). New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 255-271.
- Thomson, S., Hervé, F., & Fanning, C. (2000). Combining fission-track and U-Pb SHRIMP zircon ages establish stratigraphic and metamorphic ages inbasement sedimentary rocks in southern Chile. *Congreso Geológico Chileno*, 2, págs. 769-773. Puerto Varas.
- Toloza, R. (1987). *Geología y génesis del Manto de cinc Rosillo. Basamento Metamórfico de Aysén. Lago General Carrera. XI Región, Chile*. Memoria de título, Universidad de Chile, Departamento de Geología , Santiago.
- Torabi, N., Cohelo, C., & Costa, C. (2011). Geotourism and Geoparks as Novel Strategies for Socio-economic Development in Rural Areas. *International Journal of Tourism Research*, 68-81.
- Townley, B. (1996). *Ore deposits, tectonics and metallogenesis of the continental Aysen region, Chile*. Ph.D. Thesis , Queen's University, Canadá.
- Townley, B., Maksnev, V., Palacios, C., Lahsen, A., & Parada, M. (2000). Base and precious metals geochemistry of rock units of the mainland Aysén region, Chilean Patagonia. *Journal of Geochemical Exploration*, 21-46.
- Tricart, J. (1967). Le modelé des régions périglaciaires. En Tricart y Cailleux: *Traité de Géomorphologie. II*, 313.
- Troncoso , A., Suárez, M., De la Cruz, R., & Palma-Heldt, S. (2002). Paleoflora de la Formación Ligorio Márquez (XI Región, Chile) en su localidad tipo: sistemática, edad e implicancias paleoclimáticas. *Revista geologica de Chile*, 29(1), 113-135.
- Tucker , R. (2001). *Sedimentary Petrology*. Oxford.
- UNESCO. (2010). Guidelines and criteria for National Geoparks seeking.
- Valenzuela, D. (2017). *Geopatrimonio de las unidades volcánicas y plutónicas del sector oriental del lago general carrera: selección, caracterización y estrategias de divulgación*. Santiago de Chile.
- Vargas, G., & Herve, F. (1994). Mineralogía y condiciones de formación de las cavidades miarolíticas en el stock de Paso de las Llaves, Aysen. *7º Congreso geológico chileno 1994*, 2, págs. 1259-1263.
- Wäckerling, L. (2007). *Petrologia y geoquímica del plomo, 47°00'S – 72°55'W, Region de Aysen, Chile*. Tesis de magister, Universidad de Chile , Departamento de Geología.
- White, J., Mcphie, J., & Skilling , I. (2000). Peperite: A useful genetic tem. *Bulletin of Volcanology* , 65-66.
- Wimbledon , W. (1998). An European geosite inventory: GEOSITE —an International Union of Geological Sciences initiative to conserve our geological heritage. *Comunicaciones de la IV Reunión Nacional del Patrimonio Geológico*, (págs. 15-18). Miraflores de la Sierra (Madrid).

## Anexo

Criterios de evaluación cuantitativa en geositios	Puntos
<b>Representatividad (35%)</b>	
Es el mejor ejemplo de la zona de tesis para representar elementos o procesos asociados al marco geológico.	4
Es un buen ejemplo de la zona de tesis para representar elementos o procesos asociados al marco geológico.	2
Representa razonablemente elementos o procesos asociados al marco geológico	1
<b>Localidad clave (23%)</b>	
Representa un límite entre dos edades geológicas con mayor número de información física, química y paleontológica a nivel global	4
Es utilizado por la ciencia internacional relacionado directamente al marco geológico	2
Es utilizado por la ciencia nacional relacionado directamente al marco geológico	1
<b>Conocimiento científico (6%)</b>	
Posee artículos de revistas científicas internacionales asociado al marco geológico	4
Posee artículos de revistas científicas nacionales asociado al marco geológico	2
Posee resúmenes presentados en eventos científicos internacionales asociados al marco geológico	1
<b>Diversidad geológica (6%)</b>	
Contiene más de 3 tipos de características geológicas distintivas con relevancia científica	4
Contiene 3 tipos de características geológicas distintivas con relevancia científica	2
Contiene 2 tipos de características geológicas distintivas con relevancia científica	1
<b>Rareza (18%)</b>	
Es la única ocurrencia de su tipo en el área de tesis asociado al marco geológico	4
Hay 2 o 3 geositios de tu tipo en el área de estudio asociados al marco geológico	2
Hay de 4 a 5 geositios de su tipo en el área de estudio asociados al marco geológico	1
<b>Límites de uso (12%)</b>	
No presenta limitaciones para muestreo o trabajo de campo	4
Es posible recolectar muestras y realizar trabajo de campo después de superar las limitaciones	2
El muestreo y trabajo de campo son muy difíciles de lograr debido a las limitaciones	1

**Anexo 1.** Parámetros para evaluación cuantitativa de geositios. Modificado de Brilha (2016) respecto a las ponderaciones en porcentaje y la eliminación del parámetro “integridad”.

Criterio de evaluación cuantitativa en sitios de geodiversidad	Puntos
<b>Vulnerabilidad</b>	
Los elementos geológicos no presentan posible deterioro por actividad antrópica	4
Existe probabilidad de deterioro de elementos geológicos secundarios por actividad antrópica	3
Existe probabilidad de deterioro de elementos geológicos principales por actividad antrópica	2

Existe probabilidad de deterioro de todos los elementos geológicos por actividad antrópica	1
<b>Accesibilidad</b>	
Ubicado a lo largo de una ruta principal (ej: ruta 265)	4
Accesible en camino de ripio a menos de 10 km de la ruta principal	3
Accesible en camino de ripio a más de 10 km de la ruta principal	2
No posee acceso directo por carretera, se requiere el uso de botes, lanchas, etc	1
<b>Límites de uso</b>	
No tiene limitaciones para la realización de actividades estudiantiles y turísticas	4
Puede ser usado para actividades estudiantiles y turísticas, pero solo ocasionalmente	3
Puede ser usado por estudiantes y turistas, pero solo después de superar limitaciones (legales, permisos, físicas, mareas, inundaciones)	2
Difícil uso para estudiantes y turistas debido a limitaciones complejas de superar (legales, permisos, físicas, mareas, inundaciones)	1
<b>Asociación con otros valores</b>	
Ocurrencia de varios valores ecológicos y culturales a menos de 5 km del sitio	4
Ocurrencia de varios valores ecológicos y culturales a menos de 10 km del sitio	3
Ocurrencia de un valor ecológicos y cultural a menos de 10 km del sitio	2
Ocurrencia de un valor ecológicos o cultural a menos de 10 km del sitio	1
<b>Paisaje</b>	
Utilizado actualmente como destino turístico y caracterizado por una belleza paisajística que permite observar mayor diversidad en el paisaje (bosque, vistas al lagos o montes, observación de otros elementos geológicos que estimulen el interés a los visitantes)	4
Utilizado actualmente como destino turístico y caracterizado, pero sin otro punto de observación con belleza paisajística	3
No es utilizado actualmente como destino turístico y caracterizado por una belleza paisajística que permite observar mayor diversidad en el paisaje (bosque, vistas al lagos o montes, observación de otros elementos geológicos que estimulen el interés a los visitantes)	2
No es utilizado actualmente como destino turístico, y no posee otro punto de observación con belleza paisajística	1
<b>Singularidad</b>	
Muestra características únicas y poco comunes considerando este y los países vecinos	4
Muestra características únicas y poco comunes en el país	3
Muestra características comunes en esta región, pero son poco comunes en otras regiones del país.	2
Muestra características bastante comunes en todo el país.	1
<b>Condiciones de observación</b>	
Todos los elementos geológicos se observan en buenas condiciones	4
Hay algunos obstáculos que dificultan la observación de algunos elementos geológicos	3
Hay algunos obstáculos que dificultan la observación de los principales elementos geológicos	2
Hay algunos obstáculos que casi entorpecen la observación de los principales elementos geológicos	1

**Anexo 2.** Parámetros para sitios de geodiversidad de valor educativo y turístico. Modificado de Brilha (2016) respecto a las ponderaciones en porcentaje y la eliminación del parámetro de densidad de población, seguridad, logística y la modificación de los criterios para el parámetro de accesibilidad.

Puntos	Criterios para sitios de geodiversidad con potencial uso turístico	Criterios para sitios de geodiversidad con potencial uso educativo
	Potencial interpretativo	Potencial didáctico
4	Presenta elementos geológicos de manera clara y expresiva a todo público	Presenta elementos geológicos que se enseñan en todos los niveles educativos
3	El público debe tener algunos antecedentes geológicos para comprender los elementos geológicos	Presenta elementos geológicos que se enseñan en la educación básica
2	El público debe tener una sólida formación geológica para comprender los elementos geológicos	Presenta elementos geológicos que se enseñan en la educación media
1	Presenta elementos geológicos solo comprensibles para los expertos en geología	Presenta elementos geológicos que se enseñan en la universidad
	Proximidad de lugares de interés	Diversidad geológica
4	Ubicado a menos de 5 km de un geositio o sitio de geodiversidad	Contiene más de 3 tipos de elementos de geodiversidad (mineralógico, paleontológico, geomorfológico, etc)
3	Ubicado a menos de 10 km de un geositio o sitio de geodiversidad	Contiene 3 tipos de elementos de geodiversidad
2	Ubicado a menos de 15 km de un geositio o sitio de geodiversidad	Contiene 2 tipos de elementos de geodiversidad
1	Ubicado a menos de 20 km de un geositio o sitio de geodiversidad	Contiene 1 tipo de elemento de geodiversidad

**Anexo 3.** Parámetros adicionales exclusivos para los sitios de geodiversidad con valor educativo y turístico.

Modificado de Brilha (2016) respecto a sus ponderaciones en porcentaje considerando la eliminación del parámetro de nivel económico y el reemplazo del parámetro de proximidad de áreas recreativas por proximidad de lugares de interés para los sitios de geodiversidad con valor turístico.

Criterio de evaluación cuantitativa para sitios de geodiversidad con valor turístico	Peso (%)	Criterio de evaluación cuantitativa para sitios de geodiversidad con valor educativo	Peso (%)
Vulnerabilidad	13	Vulnerabilidad	13
Accesibilidad	13	Accesibilidad	13

Límites de uso	6	Límites de uso	6
Asociación con otros valores	6	Asociación con otros valores	6
Paisaje	21	Paisaje	6
Singularidad	14	Singularidad	6
Condiciones de observación	7	Condiciones de observación	13
Potencial interpretativo	13	Potencial didáctico	24
Proximidad de lugares de interés	7	Diversidad geológica	13

**Anexo 4.** Peso en porcentaje de los parámetros de la evaluación cuantitativa de sitios de geodiversidad.

Criterios de evaluación para riesgo de degradación	Puntos
<b>Deterioro de elementos geológicos (50%)</b>	
Posibilidad de deterioro de todos los elementos geológicos	4
Posibilidad de deterioro de los principales elementos geológicos	3
Posibilidad de deterioro de los elementos geológicos secundarios	2
Posibilidad de menor deterioro de los elementos geológicos secundarios	1
<b>Proximidad a áreas / actividades con potencial de causar degradación (28,4%)</b>	
Ubicado a menos de 50 m de un área / actividad potencialmente degradante	4
Ubicado a menos de 200 m de un área / actividad potencialmente degradante	3
Ubicado a menos de 500 m de un área potencialmente degradante / actividad	2
Ubicado a menos de 1 km de un área / actividad potencialmente degradante	1
<b>Accesibilidad (21,6%)</b>	
Ubicado a lo largo de una ruta principal (ej: ruta 265)	4
Accesible en camino de ripio a menos de 10 km de la ruta principal	3
Accesible en camino de ripio a más de 10 km de la ruta principal	2
No posee acceso directo por carretera, se requiere el uso de botes, lanchas, etc	1

**Anexo 5.** Criterios para evaluar el riesgo de degradación de los geositios y sitios de geodiversidad.

Modificado de Brilha (2016) respecto a sus ponderaciones en porcentaje considerando la eliminación del parámetro protección jurídica y densidad de población.