



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

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y ESTRUCTURAL AL NOR-ESTE DE TORRES  
DEL PAINE PARA DEMOSTRAR ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

VICENTE IGNACIO PIEL FRITZ

**PROFESOR GUÍA:**  
GREGORY PAUL DE PASCALE

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:**  
LUISA PINTO LINCOÑIR  
GABRIEL VARGAS EASTON

SANTIAGO DE CHILE  
2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA  
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Vicente Ignacio Piel Fritz  
**FECHA:** 13 de Septiembre del 2018  
**PROFESOR GUÍA:** Gregory De Pascale

## **ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y ESTRUCTURAL AL NOR-ESTE DE TORRES DEL PAINE PARA DEMOSTRAR ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA**

La zona de estudio se ubica en la Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes al NE de Torres Del Paine, en una zona geodinámica y estructuralmente muy compleja, se sitúa a tan solo 250 Km al NE del punto triple donde limitan las tres placas que modelan el extremo austral de la Patagonia, la Placa Antártica por el oeste, la Placa Sudamericana por el NE y Placa Scotia por el SE.

Además se encuentra en la Faja Plegada y Corrida de Magallanes, la que habría tenido al menos tres eventos compresivos entre el Aptiano y el Oligoceno, y otro evento transpresivo durante el Mioceno. Generando un nivel de plegamiento intenso, complejizando su entendimiento estructural.

Por otro lado, la neotectónica en esta zona del país está escasamente estudiada, destacan algunos trabajos, los que se focalizan principalmente en Tierra del Fuego y alrededores. Únicamente se ha descrito actividad neotectónica en las inmediaciones de la zona de Falla Magallanes-Fagnano, la que ha generado sismos recientes de magnitud incluso superiores a 7  $M_w$ , mientras que a la latitud de este estudio la zona ha sido descrita como carente de actividad.

Los objetivos generales del estudio son entender de mejor manera el intenso fallamiento de la zona, mejorar los mapeos geológicos existentes, determinar evidencia de actividad neotectónica, encontrar tasas de deformación y entender su relación con los contactos interplaca previamente señalados, lo que podría llegar a expandir el área conocida susceptible a ser afectada por sismos corticales.

Para lograr estos se confecciona un mapa geológico a escala 1:50000, que se verifica y mejora en una campaña de terreno en la cual, entre otras cosas, se estudian las numerosas fallas, se buscan indicadores cinemáticos para comprender la dinámica de estas y con imágenes aéreas tomadas *in situ* se elaboran modelos de elevación digital (DEMs) de alta definición, los que son utilizados en la búsqueda de indicadores de actividad tectónica reciente, que en combinación con las numerosas dataciones de depósitos cuaternarios existentes en el área, permite obtener tasas de desplazamiento.

Los resultados obtenidos demuestran la presencia de fallas activas, en una zona que se entendía carecía de actividad neotectónica, con tasas de desplazamiento de al menos 0,35 mm/año y la capacidad de generar sismos con una magnitud de hasta 6,8  $M_w$ , con aceleraciones del suelo que superarían ampliamente la normativa sísmica. Lo que lleva una vez más a replantearse la necesidad de incluir en la normativa los sismos corticales.

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA  
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Vicente Ignacio Piel Fritz  
**FECHA:** 13 de Septiembre del 2018  
**PROFESOR GUÍA:** Gregory De Pascale

## **GEOMORPHOLOGICAL AND STRUCTURAL ANALYSIS AT THE NORTHEAST OF TORRES DEL PAINE TO DEMONSTRATE NEOTECTONIC ACTIVITY**

The study area is located in the Última Esperanza Province, Magallanes Region, northeast of Torres Del Paine, in a highly complex geodynamic and structural zone. It is located only 250 km north-east of the triple point where limit the three plates that model the southern end of Patagonia, the Antarctic Plate in the west, the South American Plate in the north-east and Scotia Plate in the south-east.

It is also found in the Magellan Fold and Thrust Belt, that would have had at least three compressive events between the Aptian and the Oligocene, and another transpressive event during the Miocene. Generating a level of intense folding, making the structural understanding more complex.

On the other hand, the neotectonic in this area of the country is scarcely studied, highlighting some works, which are mainly focused on Tierra del Fuego and surroundings. Only neotectonic activity has been described in the vicinity of the Magallanes-Fagnano Fault Zone, which has generated recent earthquakes of magnitude even higher than 7  $M_w$ , while at the latitude of this study the area has been described as lacking activity.

The general objectives of the study, are to understand the intense faulting of the area, improve the existing geological maps, determine evidence of neotectonic activity, find deformation rates and understand their relationship with the interplate contacts previously indicated, which could reach expand the susceptible area to be affected by cortical earthquakes.

To achieve this, a geological map is drawn up at a scale of 1: 50000, which is verified and improved with a fieldwork in which, among other things, the numerous faults are studied, kinematic indicators are sought to understand the dynamics of these and with aerial images taken *in situ*, DEMs of high definition are made, which are used in the search for indicators of recent tectonic activity, which in combination with the numerous dates of Quaternary deposits in the area, allows to obtain rates of displacement.

The results obtained show the presence of active faults, in an area that is believed that lack neotectonic activity, with slip rates of at least 0.35 mm / year and the capacity to generate earthquakes with a magnitude of up to 6.8  $M_w$ , with ground accelerations that would greatly exceed the seismic regulations. Which leads once again to rethink the need to include cortical earthquakes in the regulations.

Contribución N°45 del grupo de Neotectónica, liderado por Gregory de Pascale,  
Geología, Universidad de Chile.

## Agradecimientos

Se Agradece a la Corporación Nacional Forestal **CONAF**, por el permiso concedido (Resolución N°315/2018) para poder realizar investigaciones científicas en áreas silvestres protegidas.

Se Agradece todo el apoyo logístico brindado por **Patagonia Bagual**, durante la campaña de terreno, como también en las gestiones realizadas con CONAF para el otorgamiento del permiso. Se agradece al **Departamento de Geología** por el apoyo económico otorgado para la realización del estudio, grande William.

Agradezco a mi profesor guía Gregory de Pascale, por toda su ayuda durante esta investigación, con el texto, mapa, terreno, dron, poster, etc, por haberse sacado un tema tan apasionante en un rincón inhóspito de nuestro Chile profundo. Te quisiera agradecer también por haber sido mi profe en Fund. de Estructural, hace rato ya, ahí despertaste mi pasión por las fallas.

Agradezco a mi profesora co-guia Luisa Pinto, por toda su ayuda, por las innumerables correcciones que me dio, sobretodo previo al borrador y por todos estos años en geo donde me dio practica 1 ayudando a Jose Estay (Grande Jose un saludo), fue mi profe en Chile y fui su ayudante en Campo1, esta última fue una experiencia hermosa, gracias profe.

Agradezco a mi profesor miembro de mi comisión Gabriel Vargas, por su ayuda brindada en este estudio y por haber sido mi profe en Campo 2 tremendo terreno, a caballo nos fuimos a mapiar el último confín de la cordillera donde solo los cóndores llegan.

Agradezco a la profe Sofia por haber sido su ayudante estos últimos años, toda su buena onda, su simpatía y su ayuda, los terrenos, el asado en las delicias, muchísimas gracias.

Un cariñoso saludo a Cesar Arriagada, tremendo profe, campo 1 contigo y todo tu equipo el warrior, la verito, el chalo, Mario, fue un terreno maravilloso, un antes y un después, me sentí parte del desierto. Aguante los Lost, los más grandes.

Gracias Blanca por toda tu ayuda, solucionando problemas desde siempre. Gracias a todos mis amigos de geo por toda su buena onda y los lindos momentos. Agradezco a toda mi gente querida que le da sabor a la vida, haciéndola aún más bella día a día, a todos mis amigos de siempre y a mi washá hermosa.

Agradezco a mi familia por todo lo que son, los quiero caleta gracias por todas las enseñanzas, valores y amor que día a día me han brindado gracias papá y mama por todo y también a ti tete por aguantarme cada vez que no me resultan las cosas y me pongo mañoso.

## Tabla de Contenido

|       |  |    |
|-------|--|----|
| 1     | INTRODUCCIÓN .....   | 1  |
| 1.1   | Fundamentación .....   | 1  |
| 1.2   | Hipótesis de Trabajo .....   | 2  |
| 1.3   | Objetivos Generales.....   | 2  |
| 1.4   | Objetivos Específicos .....  | 2  |
| 1.5   | Metodología .....  | 2  |
| 1.6   | Ubicación y Accesos .....  | 5  |
| 2     | MARCO GEOLÓGICO .....  | 7  |
| 2.1   | Introducción.....  | 7  |
| 2.1.1 | Antecedentes generales .....   | 7  |
| 2.2   | Litoestratigrafía .....  | 11 |
| 2.2.1 | Formaciones Estratificadas .....   | 11 |
| 2.2.2 | Rocas Intrusivas .....   | 15 |
| 2.2.3 | Depósitos Cuaternarios .....   | 16 |
| 2.3   | Configuración Estructural .....  | 19 |
| 2.3.1 | Modelo cinemático de la Faja Plegada y Corrida de los Andes Australes ..                           | 21 |
| 2.3.2 | Geodinámica Actual; Punto Triple y sistema transcurrente de las placas<br>Scotia-Sudamericana..... | 24 |
| 3     | RESULTADOS.....  | 26 |
| 3.1   | Mapa Geológico .....   | 26 |
| 3.1.1 | Litología .....  | 26 |
| 3.1.2 | Depósitos Cuaternarios .....   | 32 |
| 3.1.3 | Geología Estructural .....   | 45 |
| 3.2   | Caracterización de Lineamientos .....  | 47 |
| 3.2.1 | Lineamientos de orientación N .....  | 48 |
| 3.2.2 | Lineamientos de orientación NW .....   | 52 |
| 3.2.3 | Lineamientos de orientación NE .....   | 59 |
| 3.2.4 | Lineamientos de orientación W-E .....  | 69 |
| 3.3   | Peligro Sísmico .....  | 72 |
| 3.3.1 | Falla Vega Capón .....   | 72 |
| 3.3.2 | Falla Terraza Las Chinas.....  | 73 |
| 4     | DISCUSIONES .....  | 75 |
| 4.1   | Discusión Estructural.....   | 75 |

|       |   |     |
|-------|---|-----|
| 4.1.1 | Contexto favorable.....                                   | 75  |
| 4.1.2 | Segregación en Sets .....                                 | 82  |
| 4.2   | Evidencias Geomorfológicas de Actividad Neotectónica..... | 86  |
| 4.2.1 | Falla Vega Capón.....                                     | 86  |
| 4.2.2 | Falla Laguna Amarga .....                                 | 88  |
| 4.2.3 | Falla Terraza Las Chinas.....                             | 89  |
| 4.2.4 | Lagos tectónicos.....                                     | 91  |
| 4.3   | Peligro sísmico asociado.....                             | 93  |
| 5     | CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....                      | 97  |
| 6     | BIBLIOGRAFÍA .....  | 99  |
| 7     | ANEXOS .....  | 113 |
|       | Anexo A.....  | 113 |
|       | Anexo B.....  | 119 |
|       | Anexo C.....  | 121 |
|       | Anexo D.....  | 124 |

## Índice de Figuras

|             |  |    |
|-------------|--|----|
| Figura 1.1. | Gráfico empírico que relaciona la magnitud de momento (MW) con el largo de ruptura en superficie (Well y Coppersmith, 1994).....   | 4  |
| Figura 1.2. | Gráfico empírico que relaciona la magnitud de momento (MW) con el desplazamiento máximo (Well y Coppersmith, 1994). .....  | 5  |
| Figura 1.3. | Ubicación del área de estudio y vías de acceso. Rectángulo rojo indica el área de estudio (Modificado de Red e Infraestructura Vial, Dirección de Vialidad 2016). .....  | 6  |
| Figura 2.1. | Morfoestructuras de la Patagonia. AP: Archipiélago Patagónico. CP: Cordillera Patagónica. CA: Cuenca de Antepaís. Rectángulo rojo indica área de estudio (Modificado de Ugalde, 2014). .....   | 8  |
| Figura 2.2. | Evolución de la apertura, cierre y obducción de la CRV y su relación con la FPC de Magallanes. Modificado de Klepeis <i>et al.</i> (2010). .....   | 10 |
| Figura 2.3. | Algunos de los mapas geológicos previamente disponibles. Rectángulo rojo indica área de estudio del presente trabajo. a) Modificado de Fosdick <i>et al.</i> (2011). b) Modificado de SERNAGEOMIN (2003). c) Modificado de Fildani <i>et al.</i> (2008). ..... | 13 |
| Figura 2.4. | Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de Magallanes en la provincia de Última Esperanza. Rectángulo rojo indica las formaciones implicadas en el área de estudio. Modificado de Fosdick <i>et al.</i> (2011). .....                                 | 14 |
| Figura 2.5. | Diagrama que muestra una sección esquemática del Granito de las Torres del Paine, desde el Cerro Paine (oeste) hasta el río Ascencio (este). PB- Fm. Punta Barrosa; CT- Fm. Cerro Toro (Extraído de Skarmeta y Castelli, 1997). .....                          | 15 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 2.6. Reconstrucción glacial por McCulloch <i>et al.</i> (2000): A). Extensión glacial anterior al calentamiento que comienza ca. 17,500–17,150 Cal ka AP (14.600 y 14.300 14C AP). Datos basados en los perfiles de polen. B). Extensión glacial luego del calentamiento de los 15,650–15,350 Cal ka AP (14.600 y 14.300 14C años AP). C). Extensión glacial anterior al evento cálido que comienza ca. 11,450 Cal ka AP (10.000 14C años AP)..... | 17 |
| Figura 2.7. Hoya hidrográfica de Torres del Paine y complejos de morrenas de Marder (1993), sobreimpuestos en un mapa de relieve. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Modificado de Solari, (2010). .....  | 18 |
| Figura 2.8. Mapa geológico de la Cuenca de Magallanes entre las latitudes 49° S y 52° S. Rectángulo rojo indica el área de estudio (Modificado de Ghiglione <i>et al.</i> 2009).....  | 20 |
| Figura 2.9. Modelo cinemático de la deformación compresiva de la Cuenca de Magallanes en la provincia de Última Esperanza. Extraído de Ugalde (2014). .....   | 23 |
| Figura 2.10. Marco tectónico general de la zona de estudio. En rojo los contactos entre las Placas Tectónicas. Números negros indican la tasa de desplazamiento relativo entre las placas en mm/año. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Líneas de contorno representan el espesor del relleno sedimentario de la Cuenca de Magallanes. Modificado de Poblete (2015). .....  | 25 |
| Figura 3.1. Mapa geológico simplificado del área de estudio, a escala 1:200000, la simbología en página siguiente (Figura 3.2). Mapa completo a escala 1:50000 fuera de texto. ....   | 27 |
| Figura 3.2. Leyenda de los Mapas geológicos de Figura 3.1, Figura 3.16 y Figura 3.17.....   | 28 |
| Figura 3.3. Fotos de la Fm. Cerro Toro. En esta predominan las lutitas negras, con intercalaciones de areniscas de entre 5 a 50 cm. Existen además potentes lentes de conglomerado (Unidad Lago Sofía), los que tienen mayor desarrollo al sur del área de estudio. La última imagen muestra uno de estos lentes en el sector de “El Puesto” (Patagonia Bagual). Fotos capturadas en terreno, editadas. ....  | 29 |
| Figura 3.4. Vista a la Sierra Contreras desde el NW, donde se aprecia el contacto entre las Formaciones Cerro Toro (parte baja de la sierra) y Tres Pasos (Parte superior de la Sierra Contreras). Foto capturada en terreno, editada. ....   | 30 |
| Figura 3.5. Vista al Cerro Obelisco desde Cañón del Toro, donde se aprecia el contacto entre las formaciones Tres Paso y Dorotea. Foto capturada en terreno, editada. ....  | 31 |
| Figura 3.6. Bloques erráticos en el sector de Laguna Cebolla. Buena parte de estos bloques corresponden a rocas graníticas, presumiblemente transportadas desde el Lacolito Torres del Paine. Fotos capturadas en terreno, editadas.....  | 32 |
| Figura 3.7. Estrías glaciares en el camino a La Victorina. La flecha negra indica el norte, mientras que la azul indica la dirección de avance glacial (desde el NW). Fotos capturadas en terreno, editadas...33  | 33 |
| Figura 3.8. Morrena al norte de la portería Laguna Azul. Foto capturada en terreno, editada. ....   | 34 |
| Figura 3.9. Depósito morrénico a un costado del camino a “La Victorina”. Foto capturada en terreno, editada. ....   | 35 |
| Figura 3.10. Imágenes a-d depósitos morrénicos, clastos mal seleccionados, polimícticos insertos en matriz de arcilla. e) Grava clasto-soportada, selección media, alta esfericidad y redondeamiento, interpretado como Esker. Fotos capturadas en terreno, editadas. ....  | 36 |
| Figura 3.11. Superficies aterrazadas (Amarillo). Terrazas al norte de la Sierra Contreras, a los costados del río Las Chinas, visto desde el oeste. Fotos capturadas en terreno, editadas.....  | 37 |

|  |    |
|--|----|
| Figura 3.12. Evolución del casquete de hielo patagónico y el paleolago Tehuelches durante el último periodo glacial en Torres del Paine, según García <i>et al.</i> (2014). Cada imagen representa un periodo de avance glacial. RV I: Máximo glacial; RVII: este avance y posterior retroceso formó los primeros niveles de terrazas a más de 300 m.s.n.m. (Fase Tehuelche Temprana) posteriormente a 250-280 m.s.n.m. a medida que el hielo se retiraba al este durante la Fase Tehuelche Media (~38,000 cal. años A.P, Sagredo <i>et al.</i> , 2011); TDP I: nivel del lago a 125-155 m.s.n.m (Fase Tehuelche Tardía, >17,600–16,800. años A.P. Sagredo <i>et al.</i> , 2011) ocurrido durante el avance y retiro glacial que generarían las morrenas TDP I del lago del Toro y Sarmiento; avance TDP II–IV: fase de la Reversión fría Antártica. Se drena el lago Tehuelche aproximadamente, 12600-14800 años A.P (Moreno <i>et al.</i> , 2009). Rectángulo rojo indica el área de estudio aprox. Modificado de García <i>et al.</i> (2014). ..... | 38 |
| Figura 3.13. Sedimento Glacio-Lacustre. A–B: Se aprecian las facies A y B, extraídas de García <i>et al.</i> (2014); Facies A: Sedimento Glacio-Lacustre fino, laminado con presencia de dropstones. Facies B: sedimentos de abanico subacuáticos, grava de buena selección, con estratificación cruzada y estructura de tracción. Facies C: Depósito de outwash plain. C: Depósito al SW del Cañón del Toro, compuesto de limo que posiblemente corresponde a la facies A, no está del todo claro el origen del depósito dado que no se encontraron laminaciones ni estructuras sedimentarias, que pudiesen indicar un origen subacuático, por lo que podría corresponder a un depósito eólico (Loess). Fotos capturadas en terreno, editadas. ....   | 39 |
| Figura 3.14. Planicies de Outwash y morrenas entre el lago Sarmiento y el río Las Chinas. Fotointerpretación sobre imagen satelital Esri Imagery View. ....  | 40 |
| Figura 3.15. Estromatolitos datados por Solari <i>et al.</i> (2010) en la costa del lago Sarmiento. Modificado de Solari <i>et al.</i> (2010). ....  | 41 |
| Figura 3.16. Mapa Geológico a escala 1:100000, del sector macizo Paine, (Leyenda en Figura 3.2). ....  | 43 |
| Figura 3.17. Mapa geomorfológico a escala 1:200000. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar (Leyenda en Figura 3.2). ....  | 44 |
| Figura 3.18. Mapa Estructural. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar (Leyenda en Figura 3.2). ....   | 46 |
| Figura 3.19. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 563 lineamientos mapeados en el área de estudio (Cada clase corresponde a un intervalo de 10°). Imagen elaborada con software Dips. ....  | 47 |
| Figura 3.20. Histograma con las orientaciones de todos los lineamientos mapeados. ....   | 47 |
| Figura 3.21. Mapa de densidad de lineamientos (Set N). Se aprecia una mayor presencia de lineamientos del Set N en el sector central del área de estudio. Mapa elaborado con herramienta IDW de ArcGIS 10.5. ....  | 49 |
| Figura 3.22. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 101 lineamientos del Set N (Cada clase corresponde a un intervalo de 10°). Imagen elaborada con software Dips. ....   | 49 |
| Figura 3.23. Falla inversa de orientación Norte-Sur, vergente al este, correspondientes al Set N, en el sector de “El Puesto” (2 km al este de la laguna Stokes). a) Vista sin interpretación. b) Vista interpretada. En el bloque colgante se encontraron indicadores cinemáticos S-C que indican un Sigma1 horizontal de orientación W-E aproximadamente. El desplazamiento generó un pequeño sinclinal de arrastre. Fotos capturadas en terreno. ....   | 50 |
| Figura 3.24. Falla inversa vergente al este ubicada 250 m al este de falla de figura anterior. a) Vista sin interpretación b) Vista interpretada. Se aprecia intensa deformación en las lutitas del footwall. Fotos capturadas en terreno. ....  | 51 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 3.25. Mapa de densidad de lineamientos (Set NW). Se aprecia una mayor presencia de lineamientos del Set NW en el sector central y NW del área de estudio. Mapa elaborado con herramienta IDW de ArcGIS 10.5. ....  | 52 |
| Figura 3.26. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 239 lineamientos del Set NW (Cada clase corresponde a un intervalo de 10°). Imagen elaborada con software Dips. ....   | 52 |
| Figura 3.27. Falla del Set NW en las cercanías del lago Nordenskjold, donde se aprecia su cinemática sinistral. Fotointerpretación sobre imagen satelital Esri Imagery View. ....   | 53 |
| Figura 3.28. Falla del Set NW en las cercanías del lago Nordenskjold, donde se aprecia su cinemática sinistral. Fotointerpretación sobre imagen satelital Esri Imagery View. ....   | 54 |
| Figura 3.29. Falla Vega Capón. En rojo la traza de falla Vega Capón (10 km). En amarillo posible continuación de la Falla Vega Capón, interrumpida por numerosos steps-overs, adquiriendo geometría en echelon. En conjunto traza roja y amarilla totalizan 35 km. Estrella amarilla indica ubicación de morrena posiblemente cortada y desplazada por acción tectónica, estrella verde indica ubicación de fracturas que cortan estrías. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar. .... | 55 |
| Figura 3.30. Falla Vega Capón en el sector de Vega Capón. Se aprecia una morrena aparentemente cortada por la falla y desplazada 10±2,5 m, en sentido sinistral. Imagen superior sin interpretar, imagen inferior fotointerpretación sobre imagen satelital Esri Imagery View. ....   | 56 |
| Figura 3.31. Camino a la Victorina, 2,5 km al SE de la laguna Cebolla. Estrella indica el lugar donde se encontraron fracturas cortando estrías glaciares. La imagen es el modelo 3D del sector Laguna Cebolla elaborada a partir de fotografías aéreas capturadas con dron (ver Anexo D). ....   | 57 |
| Figura 3.32. Fracturas cortando estrías glaciares. Fotos capturadas en terreno, editadas. ....  | 58 |
| Figura 3.33. Orientaciones de las fracturas y estrías encontradas en el camino a La Victorina (Figura 3.31). Flecha azul indica sentido de avance glaciar. ....   | 58 |
| Figura 3.34. Mapa de densidad de lineamientos (Set NE). Se aprecia una mayor presencia de lineamientos del Set NE en el sector centro-sur del área de estudio. Mapa elaborado con herramienta IDW de ArcGIS 10.5. ....  | 59 |
| Figura 3.35. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 90 lineamientos del Set NE (Cada clase corresponde a un intervalo de 10°). Imagen elaborada con software Dips. ....  | 59 |
| Figura 3.36. Ejemplos de fallas del Set NE ubicadas 1,5 km al NW del lago Paine, donde se aprecia su cinemática dextral. Arriba imagen sin interpretar, abajo misma imagen interpretada. Fotointerpretación sobre imagen de Google Earth. ....  | 60 |
| Figura 3.37. Falla Laguna Amarga, entre Laguna Amarga y Laguna Goic, se muestran además las terrazas T3 y T5 definidas por Solari <i>et al.</i> (2012). Se aprecia que el curso de agua es desviado siguiendo la traza de la falla, mientras que esta corta la terraza (T5). Fotointerpretación a partir de imagen Esri Imagery View. ....  | 61 |
| Figura 3.38. Sector sur del área de estudio además del área mapeada por Gonzales <i>et al.</i> (2012). Desde el lago Pehoé hasta el NE del río Las Chinas se aprecia en la imagen un lineamiento, el que corresponde a la Falla Terraza Las Chinas. Estrella amarilla indica sector sobrevolado con dron. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar. ....   | 62 |
| Figura 3.39. Vista aérea de la Falla Terraza Las Chinas (Rojo), en el sector del Cañón Macho. Imagen superior sin interpretación, imagen inferior interpretada. Imagen es modelo 3D del sector Terraza elaborada a partir de fotografías aéreas capturadas con dron (ver Anexo D). ....   | 63 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 3.40. Zona afectada por la falla Terraza Las Chinas al sur del Cañón Macho y oeste del río Las Chinas. Imagen es modelo 3D del sector Terraza, elaborada a partir de fotografías aéreas capturadas con dron (ver Anexo D).....   | 64 |
| Figura 3.41. Escarpe de falla en terraza Glacio-lacustre al Oeste del río Las Chinas. Izquierda fracción de modelo 3D, donde se aprecia un cambio en la tonalidad de la terraza producto del escarpe. Derecha, mismo sector interpretado. Línea A-A' indica traza de perfil topográfico (Figura 3.42). Imagen elaborada a partir de fotografías aéreas capturadas con dron (ver Anexo D). ....  | 65 |
| Figura 3.42. Perfil Topográfico con estratigrafía esquemática de la terraza deformada por la Falla Terraza Las Chinas (F.T.L.Ch.), donde h1 representa el desnivel en la terraza, trama verde corresponde a las rocas de la Fm. Cerro Toro mientras que trama amarilla corresponde a los depósitos glacio-lacustres. Traza del perfil en Figura 3.41. Topografía a partir de DEM HD elaborado con dron (ver Anexo D). ....  | 65 |
| Figura 3.43. Cañón Macho, 800 m aguas arriba de su intersección con el río Las Chinas. La llanura fluvial al fondo de la quebrada se encuentra cortada por la falla. Encontrándose el sector NW a más altura que el SE. En la Zona Ampliada se aprecia un abrupto cambio en la trayectoria del cauce fluvial al pasar por la falla. Imagen superior sin interpretación, imagen inferior interpretada la que corresponde a Imagen satelital Esri Imagery View, mientras que la zona ampliada corresponde a fracción del modelo 3D ortomosaico elaborado con dron (ver Anexo D). .... | 66 |
| Figura 3.44. Perfiles Topográficos del fondo del Cañón Macho con estratigrafía esquemática, donde h2, h3 y h4 indican la diferencia de altura, a cada lado de la traza de la falla Terraza Las Chinas (F.T.L.Ch.), en la llanura de inundación. Trama verde corresponde a las rocas de la Fm. Cerro Toro, mientras que trama amarilla corresponde a los depósitos fluviales del cañón. Trazas de los perfiles se muestran en Figura 3.43. Topografía a partir de DEM HD elaborado con dron (ver Anexo D). ...   | 67 |
| Figura 3.45. Abanicos aluviales represados posiblemente por un alzamiento en el nivel base y redes de drenaje dislocadas producto de actividad neotectónica. Fotointerpretación a partir de modelo 3D ortomosaico elaborado con imágenes aéreas tomadas con dron (Anexo D). ....  | 68 |
| Figura 3.46. Mapa de densidad de lineamientos (Set W-E). Se aprecia una mayor presencia de lineamientos del Set W-E en el sector central del área de estudio. Mapa elaborado con herramienta IDW de ArcGIS 10.5. ....   | 69 |
| Figura 3.47. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 133 lineamientos del Set W-E (Cada clase corresponde a un intervalo de 10°). Imagen elaborada con software Dips. ....  | 69 |
| Figura 3.48. Lineamientos del Set W-E, entre laguna Cebolla y río Paine. Fotointerpretación a partir de imagen Esri Imagery View. ....  | 70 |
| Figura 3.49. Vista en perfil de falla W-E al N de Laguna Stokes, con un manto sub vertical, la que se alinea con una quebrada al borde del cerro. Imagen capturada durante campaña de terreno, editada. ....  | 71 |
| Figura 3.50. Escenarios planteados como posibles trazas de falla susceptibles a la generación de un sismo para el cálculo del peligro sísmico de la Falla Vega Capón. Escenario 1 (E1) con un largo de ruptura de 10 km y escenario 2 (E2) con un largo de 35 km. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar. ....   | 72 |
| Figura 3.51. Gráfico de Magnitud de Momento (MW) vs Largo de ruptura superficial modificado de Wells y Coppersmith (1994) para la Falla Vega Capón. Se muestran las magnitudes esperadas para distintos largos de ruptura (E1 y E2), calculado a partir de la fórmula empírica de Wells y Coppersmith (1994); $MW=5,08+1,16*\log(\text{largo})$ . ....  | 73 |

- Figura 3.52. Escenarios planteados como posibles trazas de falla susceptibles a la generación de un sismo para el cálculo del peligro sísmico de la Falla Terraza Las Chinas. Escenario 1 (E1) con un largo de ruptura de 12 km y escenario 2 (E2) con un largo de 34 km. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar.....74
- Figura 3.53. Gráfico de Magnitud de Momento (MW) vs Largo de ruptura superficial modificado de Wells y Coppersmith (1994) para la Falla Terraza Las Chinas. Se muestran las magnitudes esperadas para distintos largos de ruptura, calculado a partir de la fórmula empírica de Wells y Coppersmith (1994);  $MW=5,08+1,16*\log(\text{largo})$ .....74
- Figura 4.1. Ejemplos mundiales de límites transformantes entre placas continentales. A) NE de la meseta Tibetana, Fallas Kunlun y Haiyuan a más de 1500 km de la colisión India-Eurasia. Flechas indican velocidad relativa a la Eurasia estable según Gan *et al.* (2007). Extraído de Duvall and Clark (2010). B) Falla de San Andrés, California EEUU., se aprecian numerosos sismos corticales a cientos de kilómetros, coherentes con esta falla. Modificado de Bennett *et al.* (2003).C) Geodinámica Patagónica, donde se desconoce el área total de influencia neotectónica de los límites interplaca. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Modificado de Fosdick *et al.* 2011 D) Falla de Anatolia, Turquía. Círculos indican epicentros de sismos corticales entre los años 1964 y 2001. Modificado de Sengor *et al.* (2005). .....76
- Figura 4.2. Sector de la Península Brunswinck, donde Betka *et al.* (2016) describe reactivación de fallas preexistentes de la FPCM, con el cizalle de la Falla Magallanes–Fagnano. Modificado de Betka *et al.* (2016) y Poblete (2015). .....77
- Figura 4.3. Perfiles topográfico (A), de exhumación (B) y estructural (C) de Última Esperanza, modificados de Fosdick *et al.* (2013). A) Perfil topográfico entre 50°30' y 51°30'. B) Edades obtenidas por termocronología de U-Th/Pb en circón y apatito, donde se observa que las menores edades (Elipse roja) se encuentra al este de la Cordillera Principal en el dominio central de la FPCM. Estrella amarilla indica el momento de colisión del Ridge de Chile según Goering *et al.* (1997). C) Perfil estructural esquemático donde se muestran las principales estructuras. El rectángulo rojo indica el área de estudio aproximada. ....79
- Figura 4.4. Sismos ocurridos en Magallanes durante los últimos 90 años (desde 11 Junio 1928 hasta 11 Junio 2018) de magnitud superior a 4,6 MW. Datos extraídos del catálogo sismológico mundial (U.S.G.S.), el día 11 de junio del 2018. Fondo corresponde a imagen Esri Imagery View. Extensión .....81
- Figura 4.5. Ubicación del área estudiada por Gonzales *et al.* (2008). A) Área del presente estudio, limitando por el sur con área de estudio de Gonzales *et al.* (2008). B) Sector de A, ampliado donde se observa parte de lo estudiado por Gonzales *et al.* (2008), lo que concuerda con los lineamientos mapeados en el presente estudio. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar. ....82
- Figura 4.6. Histogramas con las orientaciones de las fallas de Gonzales *et al.* 2008 (A) y del presente estudio (B). .....83
- Figura 4.7 Modelo de Riedel Petit con las orientaciones de los sets de fallas antes descritas. Se aprecia que la elipse de Strain y la orientación de los esfuerzos principales, concuerdan con las cinemáticas de las fallas, a su vez con el cizalle principal de la Falla Magallanes–Fagnano (ZFMF) y con el estrés principal (Sigma 1) regional (aproximadamente E-W). .....85
- Figura 4.8. Sector Vega Capón. Elipse amarilla indica el sector donde está la morrena posiblemente cortada por acción tectónica. Triángulos amarillos indican dataciones obtenidas en morrenas mientras que los verdes son dataciones en sedimentos lacustres del fondo de las lagunas. Fotointerpretación a partir de imagen Esri Imagery View. ....87

|  |     |
|--|-----|
| Figura 4.9. Origen de las fracturas perpendiculares al sentido de avance del hielo. Modificado de Petit (1987).....  | 88  |
| Figura 4.10. Posibles explicaciones para la incisión en las terrazas de la Laguna Amarga. a) Incisión a consecuencia de actividad tectónica reciente b) Incisión preexistente que canalizaría el flujo profundizándola. ....   | 89  |
| Figura 4.11. Mapa del sector centro sur del área de estudio donde se muestran los principales lineamientos del sector además de los depósitos lacustres y cuerpos de agua. Fondo corresponde a relieve en sombras a partir de DEM Alos Palsar. ....  | 91  |
| Figura 4.12. Zonas con reducción en el stress medio, lo que las hace propensas a formar cuencas transtensivas. A) Extremos de trazas de falla. B y C) Entre steps-over en fallas con geometría en echelon. D y E) Representación de lagos que se forman asociados a transtensión. ....   | 92  |
| Figura 4.13. Relación empírica entre largo de ruptura y desplazamiento máximo, Modificado de Wells y Coppersmith (1994). En verde largo necesario para la Falla Vega Capón al tener un desplazamiento de ~10 m. En Azul largo necesario para la Falla Terraza Las Chinas al tener un desplazamiento de ~7,8 m. En rojo largo necesario para la misma falla al tener un desplazamiento de ~0,82 m. ....               | 94  |
| Figura 4.14. Relación empírica entre Desplazamiento Máximo y Magnitud de Momento, Modificado de Wells y Coppersmith (1994). En rojo, sismo de magnitud 6,62 MW sería capaz de generar escarpe de 58 cm en la Falla Terraza Las Chinas.....   | 94  |
| Figura 4.15. Atenuación del <i>Peak</i> de Aceleración sísmica (PGA) en función de la distancia para un sismo de Magnitud 6,5 MW en distintos tipos de suelo. Para las inmediaciones de un sismo de esta magnitud en rocas débiles, como las del área estudiada, se alcanzarían PGA de 0,6g (elipse roja), equivalente a una aceleración efectiva mayor a 0,4g (Fernández, 2018). Modificado de Campbell (1997)..... | 95  |
| Figura 4.16. Zonificación sísmica Chilena (NCh 433.Of1996), para la Región de Magallanes y la Antártica Chilena. Rectángulo rojo indica el área de estudio. ....   | 96  |
| Figura 7.1. Configuración tectónica de placas del margen SW de Gondwana durante el Devónico (Ramos y Keppie, 1999).....  | 113 |
| Figura 7.2. Elementos del sistema de subducción del Jurásico Inferior en el norte de Patagonia. De oeste a este: Complejo de Acreción de los Chonos (CMC), el Batolito Subcordillerano (BSC) y las riolitas de la Fm. Marifil (Mpodozis, 2006). ....   | 114 |
| Figura 7.3. a) Jurásico Temprano: El Batolito Subcordillerano coetáneo a los primeros pulsos ácidos del Chon Aike, comienzo de la apertura del Mar de Wedell y la Cuenca de Rocas Verdes. b) Migración del arco Jurásico hacia el SW por la acreción del Terreno Fitz Roy y actual posición del Batolito Patagónico. Extraído de Espinoza (2012). ....   | 116 |
| Figura 7.4. Ubicación de las provincias ácidas Choiyoi y Chon-Aike con la distribución de los pulsos ácidos jurásicos de Chon Aike (Pankhurst <i>et al.</i> , 1998). ....  | 117 |
| Figura 7.5. Paleogeografía del quiebre de Gondwana (Jurásico Inferior), ilustrando la ubicación de las provincias silíceas de Patagonia y Península Antártica (en rosado) y su creación con el centro dispersor del Karoo (gris). Nótese la posible interpretación de la migración de los depocentros hacia el oeste (Pankhurst <i>et al.</i> , 2000).....   | 118 |
| Figura 7.6. Mapas geológicos previos del área de estudio, enfocados en litología y estructuras, utilizados como fuente de información. ....  | 119 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 7.7. Mapas geológicos previos del área de estudio, enfocados en geomorfología del cuaternario, utilizados como fuente de información. ....   | 120 |
| Figura 7.8. Puntos de control durante el terreno. Puntos Rojos indican puntos de control. Puntos Verdes indican puntos de control que además incluyen sobrevuelo en dron. Área visitada ampliada en figura siguiente. ....                        | 121 |
| Figura 7.9. Área visitada en terreno ampliada, donde se muestran los puntos de control. Puntos rojos indican puntos de control. Puntos verdes indican puntos de control que además incluyen sobrevuelo en dron.....                               | 122 |
| Figura 7.10. Lugares sobrevolados con dron. Círculos verdes indican los lugares desde donde se despegó el dron para la toma de fotografías aéreas. Polígonos rojos indican las áreas donde se han hecho modelos 3D, con las imágenes tomadas..... | 123 |
| Figura 7.11. Modelo del sector Terraza al oeste río Las Chinas en color real, a una resolución de 19,6 cm/pix.....  | 124 |
| Figura 7.12. Modelo del sector Terraza al oeste río Las Chinas. Modelo digital de elevación (DEM). A una resolución de 78,6 cm/pix. ....  | 125 |
| Figura 7.13. Modelo 3D del sector Terraza al oeste del río Las Chinas, vista hacia el norte. ....   | 126 |
| Figura 7.14. Modelo del sector Laguna Cebolla en color real, a una resolución de 14,3 cm/pix. ....  | 127 |
| Figura 7.15. Modelo del sector Laguna Cebolla. Modelo digital de elevación (DEM) obtenido con el uso de dron, a una resolución de 57,4 cm/pix.....  | 128 |
| Figura 7.16. Modelo 3D del sector Laguna Cebolla, vista hacia el norte.....   | 129 |
| Figura 7.17. Modelo de Cañón del Toro en color real, a una resolución de 12,4 cm/pix. ....  | 130 |
| Figura 7.18. Modelo Cañón del Toro. Modelo digital de elevación (DEM), a una resolución de 49,7 cm/pix. ....  | 131 |
| Figura 7.19. Modelo 3D del Cañón del Toro, vista hacia el norte.....  | 132 |

## Índice de Tablas

|  |    |
|--|----|
| Tabla 3.1. Resumen de las orientaciones de cada Set. ....  | 48 |
| Tabla 4.1. Tabla comparativa entre fallas activas transformantes alrededor del mundo, la tasa de desplazamiento relativo entre las placas involucradas y la distancia en la que existe influencia..... | 77 |
| Tabla 4.2. Correlación de orientación y cinemática entre las estructuras obtenidas por Gonzales <i>et al.</i> (2008) y el presente estudio. ....   | 84 |
| Tabla 4.3. Valor de la aceleración efectiva A0 para cada una de las Zonas Sísmicas, según NCh 433.Of1996. ....   | 96 |

# Capítulo 1

## 1 INTRODUCCIÓN

### 1.1 Fundamentación

La zona de estudio se encuentra en la Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes al NE de Torres del Paine, en una zona geodinámica y estructuralmente muy compleja, se sitúa a tan solo 250 Km al NE del punto triple donde limitan las tres placas que modelan la Patagonia, la placa Antártica por el oeste, la placa Sudamericana por el NE y Scotia por el SE.

El área a estudiar, se encuentra en la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM), la que habría tenido al menos tres eventos compresivos entre el Aptiano y el Oligoceno (Mpodozis *et al.*, 2006a), y otro evento transpresivo durante el mioceno (Ghiglione *et al.*, 2002), a consecuencia del cambio en la configuración tectónica ocurrida en el oligoceno tardío producto de la apertura de Mar de Scotia. Generando un nivel de plegamiento muy intenso complejizando su entendimiento estructural.

La neotectónica en esta zona del país está escasamente estudiada, destacan algunos trabajos (e.g. Abascal *et al.*, 2008; Barrientos, 2007; Costa *et al.*, 2006; Gonzales *et al.*, 2012), los que se focalizan principalmente en Tierra del Fuego y alrededores, en las inmediaciones de la Falla Magallanes-Fagnano, la que ha generado sismos recientes de magnitud incluso superiores a  $7M_w$  (Gonzales *et al.*, 2012), mientras que a la latitud de este estudio, no existen datos de deformación cuaternaria.

Por otra parte, la información disponible de mapas geológicos es escasa. Habiendo únicamente mapeos a escala regional como SERNAGEOMIN (2003) a escala 1:1000000, Fildani *et al.* (2008) o Ghiglione *et al.* (2009) a escala 1:600000, entre otros los cuales únicamente se enfocan en litología y estructuras regionales, pero no en geomorfología del cuaternario, elemento de suma importancia en un estudio de neotectónica. Es importante el estudio de estructuras activas, para poder entender y prevenir de mejor manera el impacto que pueden llegar a causar en la sociedad.

El propósito del presente estudio es realizar un aporte al conocimiento geológico del sector, entender la dinámica de las estructuras presentes, verificar su actividad y cuantificar el peligro que revisten. Para esto se llevaron a cabo varias tareas entre las que destaca, la elaboración de un mapa geológico del área, a escala 1:50000, que incluya tanto litología como estructuras y depósitos cuaternarios, un análisis de las estructuras y lineamientos existentes, muchos de estos visibles en imágenes satelitales, y su posible interacción con los depósitos recientes.

Mediante el uso de dron, se obtienen imágenes aéreas, con las cuales se elaboran modelos de elevación digital de alta definición, facilitando la búsqueda de deformación cuaternaria.

Finalmente, con el objetivo de comprender y demostrar la existencia de actividad tectónica reciente. Además de obtener tasas de deformación y magnitudes máximas, de eventuales sismos que pudiesen ocurrir. Para ser un aporte a la toma de decisiones futuras, con respecto a la planificación territorial, normativa sísmica y preparación ante eventuales peligros.

## 1.2 Hipótesis de Trabajo

Los lineamientos visibles en imágenes satelitales, corresponden a fallas activas, en un patrón conjugado, regidas por el modelo de Riedel-Petit, cuya actividad reciente queda evidenciada en los depósitos cuaternarios.

## 1.3 Objetivos Generales

El objetivo es determinar evidencia de Actividad tectónica reciente, al NE del Parque Nacional Torres del Paine, provincia de Última Esperanza, además de entender su relación con la Falla Magallanes-Fagnano y la subducción de la Placa Antártica bajo el borde occidental de Sudamérica.

## 1.4 Objetivos Específicos

- Por medio del análisis de geomorfologías del cuaternario, determinar rasgos en estas que impliquen actividad neotectónica.
- Plantear modelo estructural que explique la relación entre la geodinámica y las estructuras de la zona.
- Elaborar un mapa geológico a escala 1:50000.
- Evaluar el peligro sísmico de la zona.

## 1.5 Metodología

Para llevar a cabo el presente estudio, se consideran distintas actividades a realizar, las que se exponen a continuación;

**a) Generación de mapa geológico de escala 1:50000 preliminar.** Para la elaboración de este, se utilizó variada bibliografía, se compilaron los mapas geológicos de, Fildani *et al.* (2008); Fosdick *et al.* (2011 y 2013); Ghiglione *et al.* (2009); Gonzales *et al.* (2008); Kraemer *et al.* (2002); SERNAGEOMIN (2003); Skarmeta *et al.* (1997), Los que se enfocan en litología y estructuras, mientras que los trabajos de Domínguez

(2006); García *et al.* (2014 y 2015); Solari *et al.* (2012), se utilizaron para entender mejor los depósitos cuaternarios.

Posteriormente se procedió a la fotointerpretación de imágenes satelitales. La fotointerpretación se realizó sobre imagen satelital (Esri *imagery* view de resolución espacial de 1m/pix) descargada a través de la plataforma Sasplanet, además de Google Earth el que tiene imágenes Lansat / Copernicus, capturadas entre el 08-20/marzo/2016 de resolución similar.

**b) Medición de orientación de lineamientos.** Lo que se realizó mediante el uso del software ArcGIS 10.5. En el que se obtuvo las coordenadas este y norte (UTM) del principio y final de cada lineamiento. Luego por trigonometría se obtuvo el ángulo promedio del lineamiento con respecto al norte. Cabe mencionar que esta metodología es en 2D, es decir, no incluye topografía lo que da cierto margen de error para lineamientos con manteos bajos, de corta longitud, en laderas inclinadas con una única orientación.

**c) Campaña de terreno.** Entre los días 01/ Junio 2018 y 04/Junio 2018 se efectuó una campaña en terreno, la que fue financiada y apoyada logísticamente por Patagonia Bagual, Universidad de Chile y PhD. Gregory de Pascale. Entre las actividades realizadas destacan;

- i) Verificación y mejoramiento del mapeo preliminar, mediante la constatación de las morfologías de interés.
- ii) Recopilación de datos estructurales.
- iii) Descripción de los lineamientos con las observaciones *in situ*.
- iv) Búsqueda de indicadores cinemáticos que indiquen la dinámica de las fallas.
- v) Captura de imágenes aéreas mediante dron modelo DJI Phantom 4, que consta de una cámara con sensor de 20 megapíxeles y 1 pulgada capaz de grabar videos 4k hasta a 30fps y videos Full HD 1080p a 120fps. El que fue facilitado y operado por PhD. Gregory de Pascale.

**d) Generación DEM HD.** A partir de las imágenes aéreas, se generaron modelos de elevación digital (DEM) de alta resolución (0,5 a 1 [m/pix]), con el software Agisoft PhotoScan mediante el cual se realiza el procesamiento fotogramétrico de imágenes digitales y genera datos espaciales 3D (actividad realizada por PhD. Gregory de Pascale).

**e) Generación Ortomosaico HD.** A partir de las imágenes aéreas, se generaron modelos ortomosaicos a color real de alta resolución (15 a 20 [cm/pix]), con el software Agisoft PhotoScan, mediante el cual se realizó el procesamiento fotogramétrico de imágenes digitales y produjo datos espaciales 3D (actividad realizada por PhD. Gregory de Pascale).

**f) Búsqueda Evidencia Neotectónica.** En estos modelos (d y e) se buscó evidencias geomorfológicas indicativas de actividad tectónica reciente. La visualización de los modelos se efectúa mediante el programa ArcGIS 10.5.

**g) Generación de mapa geológico final de escala 1:50000.** Se integró la información y se generó el mapa final del área completa a escala 1:50000, el que incluye litología, estructuras y geomorfología del cuaternario, abarcando una superficie de 1180 km<sup>2</sup> aproximadamente, además de otros mapas de mayor detalle de zonas específicas. La base topográfica con la que se generó el mapa corresponde al modelo de elevación digital (DEM) obtenido por el satélite Alos Palsar, cuya resolución es de 12 m/pix. Este DEM fue descargado a través de la página web <http://vertex.daac.asf.alaska.edu>.

**h) Generación Perfiles Topográficos.** Mediante la herramienta “3D Analyst” de ArcGIS 10.5 aplicada sobre los DEMs generados en punto “e”, se elaboraron perfiles topográficos con los que se midieron diferencias de altura en escarpes de falla.

**i) Cálculo Peligro Sísmico.** Para el cálculo de peligro sísmico asociado a las Fallas descritas se utilizaron las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994).

Las relaciones de Wells y Coppersmith (1994), utilizadas corresponden a, magnitud de momento vs largo de ruptura en superficie (Figura 1.1) y magnitud de momento vs desplazamiento máximo (Figura 1.2).

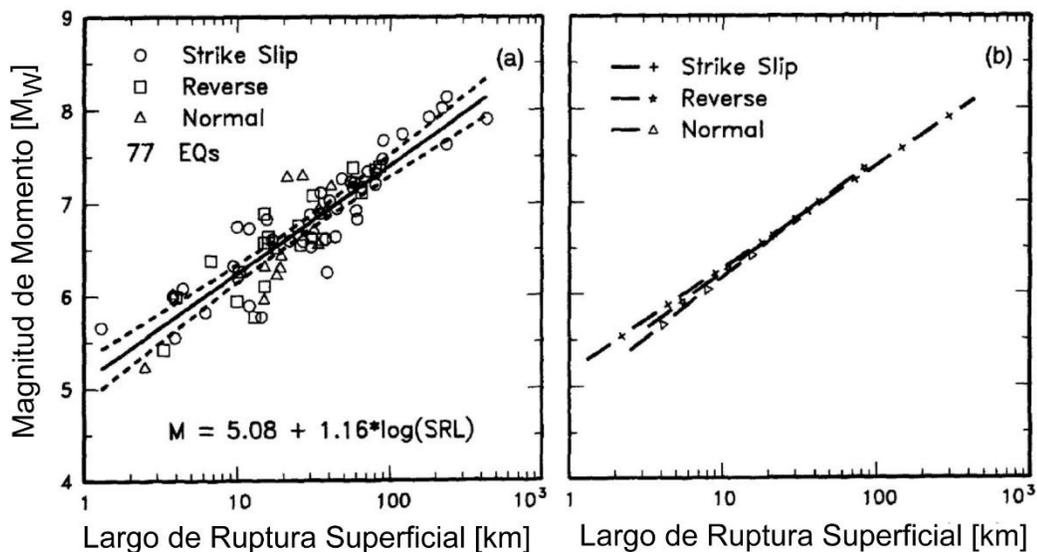


Figura 1.1. Gráfico empírico que relaciona la magnitud de momento ( $M_w$ ) con el largo de ruptura en superficie (Well y Coppersmith, 1994).

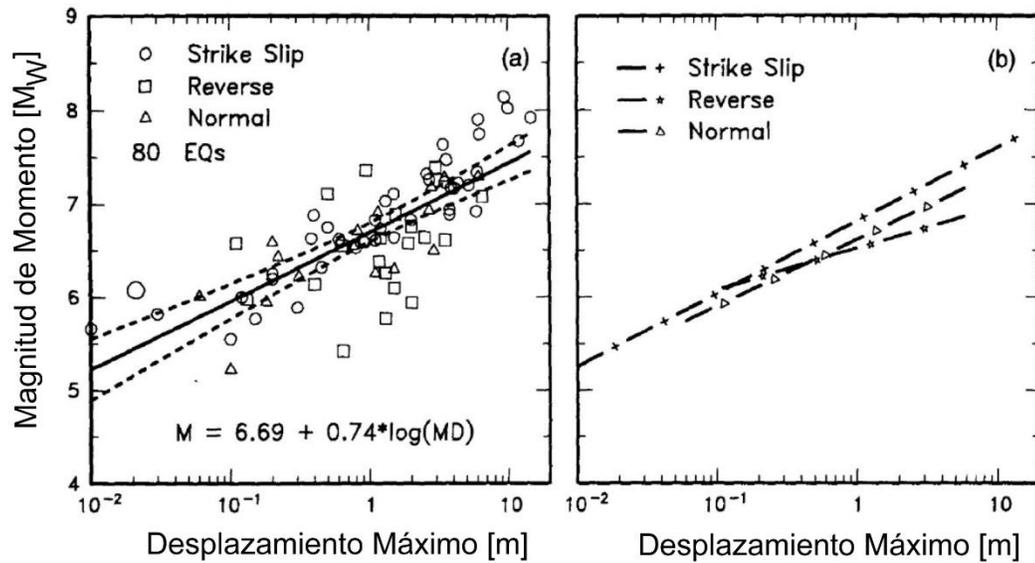


Figura 1.2. Gráfico empírico que relaciona la magnitud de momento ( $M_w$ ) con el desplazamiento máximo (Well y Coppersmith, 1994).

## 1.6 Ubicación y Accesos

El área de estudio se ubica aproximadamente entre las latitudes  $50^{\circ}45'S$  y  $51^{\circ}02'S$  y entre las longitudes  $72^{\circ}34'W$  y  $73^{\circ}06'W$ . Abarcando el sector oriental de la Cordillera de los Andes, entre lago Dickson por el occidente y la Sierra Contreras por el oriente y desde la Sierra Baqueano Zamora por el norte hasta el lago Sarmiento por el sur. Configurando un rectángulo de aproximadamente 37 km x 33 km, el que cubre gran parte del Parque Nacional Torres del Paine como también áreas aledañas, al este del parque. Con respecto a la división político-administrativa, está ubicado en la región de Magallanes y la Antártica Chilena, provincia de Última Esperanza, específicamente en la comuna de Torres del Paine.

La principal vía de acceso al área de estudio es a través de la ruta Y 150 que comunica Villa Cerro Castillo con el Parque Nacional Torres del Paine. Luego se puede internar mayormente a través de las rutas Y-170, Y-166, Y-156 e Y-160. Además al interior del área existen numerosos senderos, tanto turísticos como ganaderos, que permiten tener cierta conectividad (Figura 1.3).

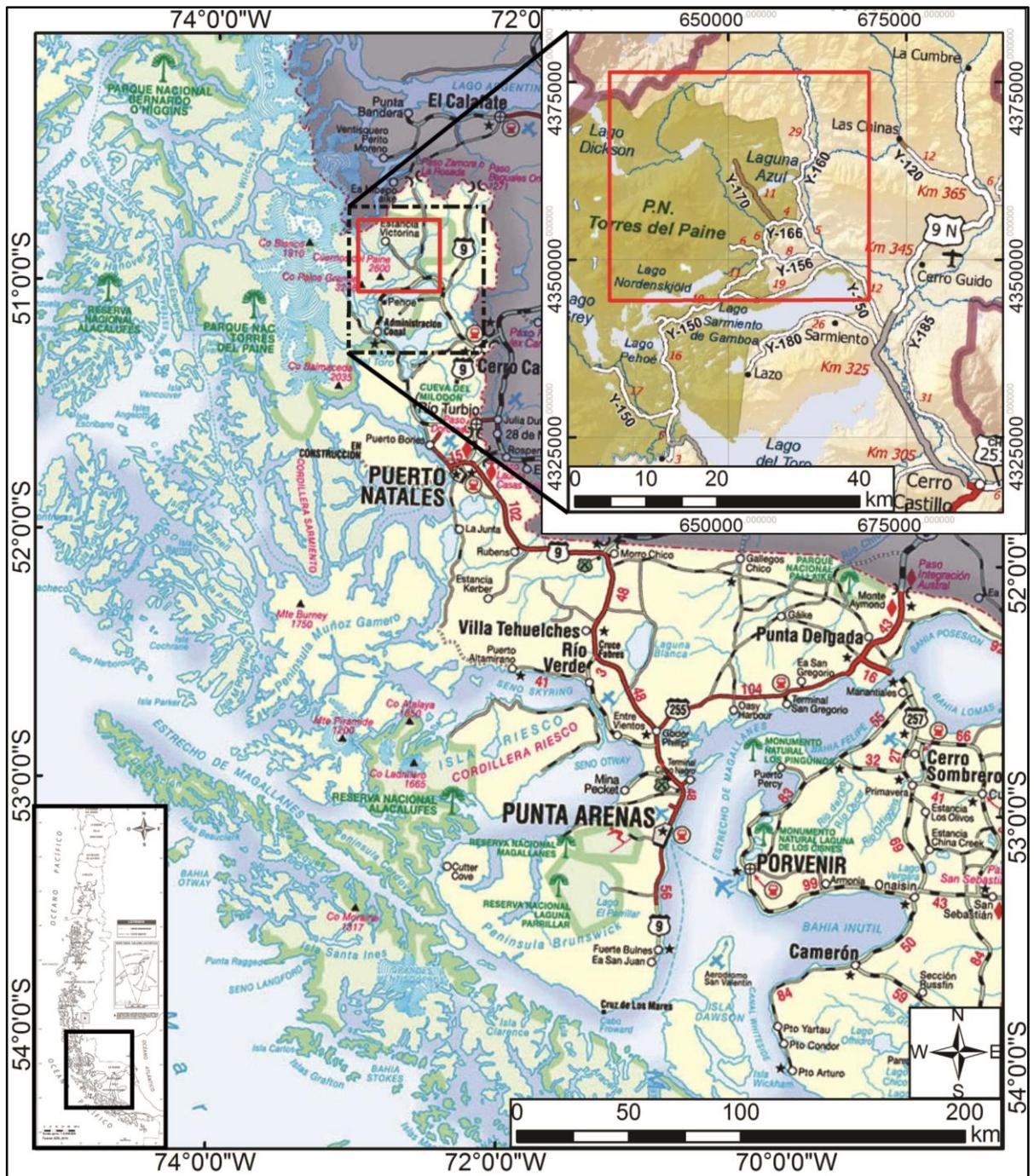


Figura 1.3. Ubicación del área de estudio y vías de acceso. Rectángulo rojo indica el área de estudio (Modificado de Red e Infraestructura Vial, Dirección de Vialidad 2016).

## Capítulo 2

### 2 MARCO GEOLÓGICO

#### 2.1 Introducción

##### 2.1.1 Antecedentes generales

Morfoestructuras de la región;

Al sur del Golfo de Penas (47° S) se pueden distinguir al menos tres unidades morfoestructurales a lo largo de la Patagonia Austral (Natland *et al.*, 1974) (Figura 2.1):

El Archipiélago

La Cordillera Patagónica o Principal

La Cuenca de Magallanes o Austral

La primera unidad, conformada por un sinnúmero de islas a lo largo de la costa pacífica, se extiende hasta el Cabo de Hornos de manera continua. Representa la continuación austral de la Cordillera de la Costa, unidad morfoestructural que está bien expuesta y desarrollada en Chile Central, la Isla Grande de Chiloé, el Archipiélago de las Islas Guaytecas y el Archipiélago de Chonos (Natland *et al.*, 1974). Esta unidad está compuesta principalmente de rocas metasedimentarias paleozoicas, rocas intrusivas dioríticas y diversos complejos acrecionarios atribuidos a terrenos alóctonos, como las islas Madre de Dios y Diego de Almagro (Hervé *et al.*, 2003a). En el extremo austral del Archipiélago se pueden encontrar ofiolitas y rocas volcánicas basálticas (e.g. Isla Hoste).

La segunda unidad se extiende hacia el sur como un cinturón montañoso continuo inmediatamente al este del Archipiélago. Al sur de los 52°S la orientación N-S cambia a una tendencia NW-SE y la cadena montañoso es cortada por el mar en varios lugares. Continúa entonces de norte a sur a través de las islas Santa Inés, Clarence, Capitán Aracena y Tierra del Fuego, donde recibe el topónimo de Cordillera Darwin. Finalmente, a la Latitud de la Isla de los Estados la orientación de la cadena montañoso es oeste-este (Natland *et al.*, 1974). Este cambio en el rumbo ha sido clásicamente denominado como “Oroclino Patagónico” (Carey, 1955).

El núcleo de la Cordillera Principal está compuesto en la zona continental por el Batolito Patagónico, el Complejo Metamórfico Andino Oriental y, en menor medida, intrusivos de diversas signaturas intermedias, ofiolitas y volcanitas, que a su vez están cortadas por numerosas extrusiones de edad pliocena-holocena. En la zona de la isla Tierra del Fuego el núcleo corresponde principalmente al Complejo Metamórfico Cordillera Darwin (Hervé *et al.*, 2003a).

La tercera unidad se extiende inmediatamente al este de la Cordillera Principal, abarcando la zona esteparia hasta el Océano Atlántico. Está compuesta por una sucesión de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias deformadas jurásicas a neógenas, que conforman una amplia faja plegada y corrida.

El área de estudio se encuentra en el borde de la Cordillera Principal, en su transición con la Cuenca de Magallanes por el este (Figura 2.1).



Figura 2.1. Morfoestructuras de la Patagonia. AP: Archipiélago Patagónico. CP: Cordillera Patagónica. CA: Cuenca de Antepaís. Rectángulo rojo indica área de estudio (Modificado de Ugalde, 2014).

## **La Cuenca de Rocas Verdes, apertura del Atlántico en el Cretácico Superior "inferior", el desarrollo del sistema FPCM y Cuenca de Antepaís de Magallanes**

En el Jurásico Superior, durante los pulsos volcánoclasticos ácidos que dieron lugar a la Formación (Fm.) Tobífera, los depocentros asociados al evento extensivo del quiebre de Gondwana migraron hacia el SW, generándose desde el sur de la zona de Última Esperanza una cuenca de rift intracontinental conocida como "Cuenca de Rocas Verdes" (CRV) (Mpodzi y Ramos 2008; Pankhurst 2000).

En Magallanes, esta cuenca se encuentra rellena por las rocas volcánoclasticas ácidas de Fm. Tobífera (Formación Lemaire en Argentina) a las que posteriormente le suceden principalmente rocas de grano fino (lutitas, limolitas) de las formaciones Zapata, Yaghán (Formación Río Jackson en Chile) y La Paciencia, que evidencian una fase de subsidencia termal en el Cretácico Inferior medio sobreyaciendo y engranando con Fm. Tobífera. En Última Esperanza la secuencia de subsidencia termal se correlaciona con la Fm. Zapata (Wilson, 1991).

Luego aproximadamente entre los 120 y 100 Ma, durante el Aptiano-Albiano, la tasa de creación de corteza oceánica aumentó en todos los océanos del mundo (Larson, 1991). Este incremento de la tasa de expansión oceánica habría ocasionado el desplazamiento rápido de la placa sudamericana hacia el oeste ocasionando el cierre de la CRV, la posterior obducción de los complejos ofiolíticos y el desarrollo de la Cuenca de Antepaís de Magallanes (CAM), por carga tectónica asociada al inicio de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM) (Ghiglione *et al.*, 2009, Klepeis *et al.*, 2010., Larson, 1991).

En la zona de Última Esperanza, el cambio en la granulometría de la Fm. Punta Barrosa que reflejaría el comienzo de erosión de secuencias alzadas durante el fallamiento inverso de la proto (FPCM), ha sido datado mediante circones detríticos en ~92 Ma (Fildani *et al.*, 2003).

Finalmente, con la propagación de la FPCM, se fue configurando la Cuenca de Magallanes ó Cuenca Austral, la que comprende una sucesión de unidades volcánicas, sedimentarias y volcano-sedimentarias, tanto marinas como continentales, en un registro que va desde el Jurásico Medio-Superior hasta el Cuaternario. En Chile y Argentina abarca un área sobre los 160.000 km<sup>2</sup> y su máximo espesor alcanza los 8.000 m en el sector de Península Brunswick, cerca de la ciudad de Punta Arenas. Hacia el norte se extiende, al menos, hasta el lago Viedma (49 °S). Hacia la sur queda delimitada por el contacto entre las placas Sudamericana, Antártica y Scotia, en una zona de complejas estructuras de rumbo y transpresivas. El límite hacia el oeste está conformado por los Andes Patagónicos, compuestos del Complejo Metamórfico de los Andes Orientales y el Batolito Patagónico. Hacia el este la cuenca está cerrada por el Arco de Río Chico-Dungeness. En resumen, la cuenca ha sido afectada por extensión y rifts desde el quiebre de Gondwana a fines del Triásico y, tras ello, fue deformada intensamente durante la orogénesis andina (*e.g.* Charrier *et al.*, 2007; Ghiglione *et al.*, 2009; Likerman *et al.*, 2013).

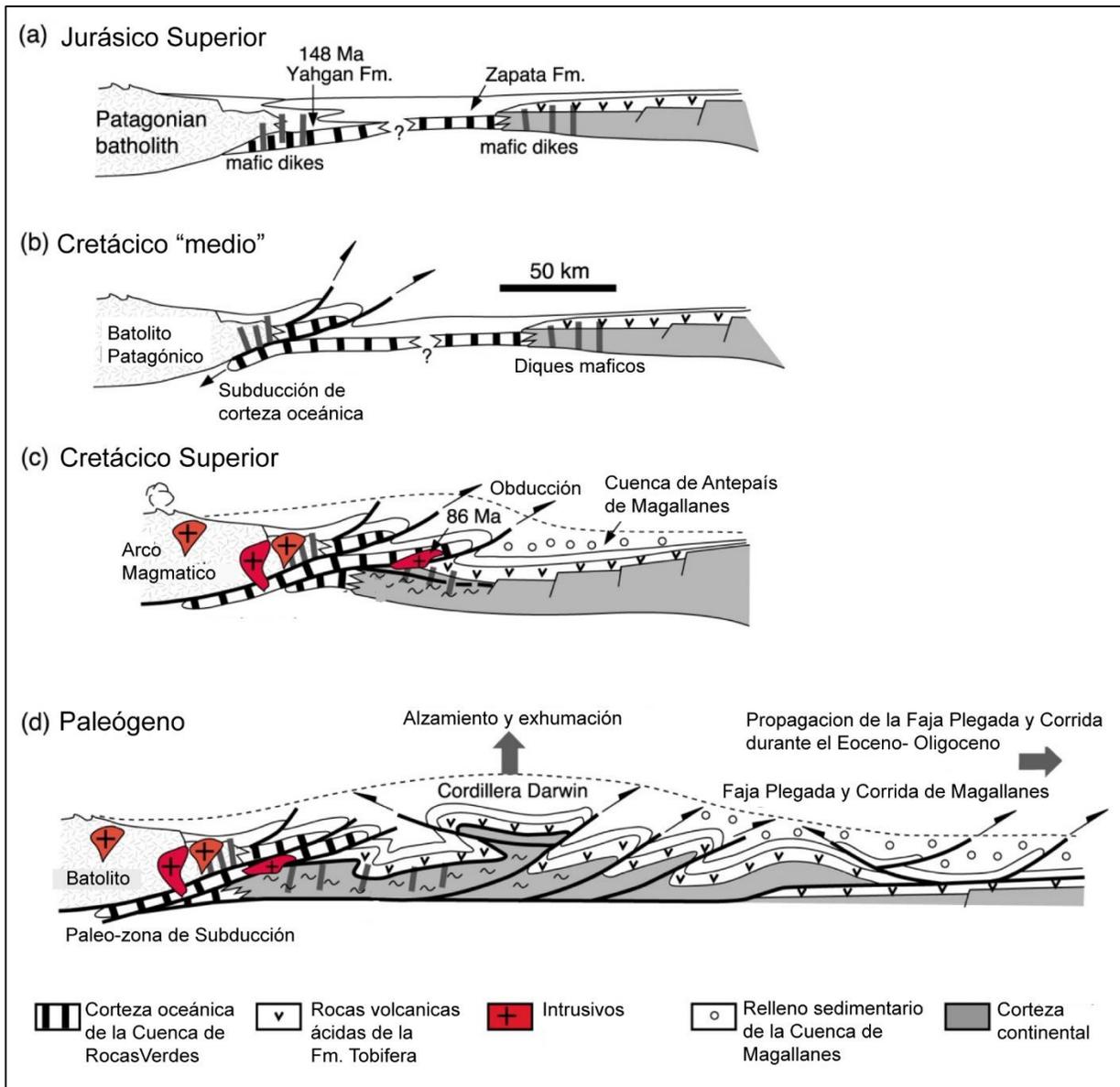


Figura 2.2. Evolución de la apertura, cierre y obducción de la CRV y su relación con la FPC de Magallanes. Modificado de Klepeis *et al.* (2010).

Para conocer la evolución tectónica de la Patagonia previo a la apertura de la Cuenca de Rocas Verdes (ver Anexo A).

## 2.2 Litoestratigrafía

En esta sección se detallan las principales unidades litoestratigráficas que componen el registro de la Cuenca de Magallanes en la zona de Última Esperanza.

El basamento de la cuenca está conformado por distintos complejos metamórficos generados entre el Paleozoico medio y el Mesozoico temprano y, en menor medida, granitoides cámbricos (Thomson y Hervé, 2002). Estos serían el remanente del margen occidental del supercontinente Gondwana y presentan una distribución casi continua paralela al Batolito Patagónico. Dentro de las unidades más relevantes se destacan: el Complejo Metamórfico Andino Oriental y el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin (Hervé *et al.*, 2007).

Bajo el contexto de la apertura de la Cuenca Marginal de Rocas Verdes durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, dos formaciones son las que representan el evento a plenitud en la Patagonia Austral, estas son las Formaciones Tobifera (Thomas, 1949) y Zapata (Katz, 1963), estas afloran inmediatamente al oeste de la zona de estudio, fuera de esta.

Con el cambio de extensión a contracción durante el Cretácico Superior que da inicio al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, las formaciones que caracterizan los depósitos presentan importante deformación que se atenúa de oeste a este (Fosdick *et al.*, 2011). Estas formaciones son las de mayor importancia en el presente trabajo, ya que son estas las que afloran en el área de estudio, por lo que se resumen a continuación.

### 2.2.1 Formaciones Estratificadas

**Formación Punta Barrosa** (Cecioni, 1956a; Katz, 1963)  
(Albiano - Turoniano)

Sobreyace de forma transicional a la Fm. Zapata. Equivalente a la Fm. Erezcano y al miembro superior de la Fm. Río Mayer. La parte inferior de la formación se compone predominantemente de lutitas, mientras que la parte superior contiene areniscas amalgamadas medias a gruesas con intercalaciones de niveles finos. Se han descrito, para los niveles superiores, turbiditas intercaladas con las unidades Tb, Tc y Td del Ciclo de Bouma, abundantes limolitas y limolitas lutíticas; por su parte, los ensambles bioestratigráficos sugieren una profundidad abisal (1.000-2.000 m) (Fildani y Hessler, 2005).

**Formación Cerro Toro** (Cecioni, 1955)  
(Coniaciano - Campaniano)

Esta unidad sobreyace de forma concordante a la Fm. Punta Barrosa. Es equivalente a la Fm. Alta Vista descrita en la provincia de Santa Cruz. Consiste en más de 2.000 m de limolitas turbidíticas, pero con lentes de conglomerados y areniscas de hasta 400 m de

espesor -miembro Lago Sofía- insertos entre las mismas (Jobe *et al.*, 2010). Que corresponderían a un sistema de canales de corrientes turbidíticas de orientación N-S aprox., activo desde el Santoniano a Campaniano que transportaban material en sentido norte a sur al menos desde el SW del lago Argentino hasta el Seno de Última Esperanza (Arbe, 1989, 2002; Arbe and Hechem, 1984; Bernhardt *et al.*, 2012; Crane and Lowe, 2008; Ghiglione *et al.*, 2014a; Hubbard *et al.*, 2008; Scott, 1966; Winn and Dott, 1979). Gran parte del área de estudio se encuentra en esta formación.

### **Formación Tres Pasos** (Katz, 1963) (Campaniano)

Concordante con la subyacente Fm. Cerro Toro. Equivalente a las formaciones Cerro Fortaleza, Anita y Chorrillo descritas en Argentina. Se compone de limolitas y lutitas grises bien estratificadas intercaladas con areniscas finas a gruesas amarillentas. Presenta un abundante contenido de improntas foliares y trazas fósiles. El espesor aproximado de la formación va entre los 500-700 m. Representaría un sistema mayor de talud (Macellari *et al.*, 1989), con abanicos submarinos canalizados y/o lóbulos (Katz, 1963; Natland *et al.* 1974; Smith, 1977; Arbe y Hechem, 1985; Romans *et al.*, 2009a).

### **Formación Dorotea** (Cecioni, 1957a) (Maastrichtiano inferior - Maastrichtiano tardío)

Sobreyace de forma concordante la Fm. Tres Pasos y subyace, en discordancia erosiva, a la Fm. Man Aike (Eoceno Medio). Equivalente a la Fm. Cerro Cazador y con dudas a la base de la Fm. Cerro Dorotea descritas en la frontera y el lado argentino de la misma por Hünicken 1955. También es equivalente a la Fm. El Calafate, descrita justo al norte de la Provincia de Última Esperanza, al sur de lago Argentino. Corresponde a un conjunto de areniscas grisáceas verdosas intercaladas con lutitas, limolitas carbonosas y ocasionalmente conglomerados. El máximo espesor de la unidad sería de 1.000 m. Presenta un rico contenido fosilífero, con restos de fauna, flora y trazas de excelente preservación (*e.g.* Otero *et al.*, 2013; Rubilar-Rogers *et al.*, 2013). Las facies deposicionales y el contenido de colonias de ostras de las unidades superiores sugieren un ambiente de lagoon salobre. Limolitas con improntas foliares y las areniscas que las suprayacen han sido interpretadas como ambientes de planicie mareal (Yabe *et al.*, 2006).

A partir de los mapas geológicos disponibles en la bibliografía, los cuales tienen escalas de 1:600000 o más, se puede apreciar que las litologías implicadas en el área de estudio corresponden a las formadas durante el Cretácico Superior (Figura 2.3).

La Columna estratigráfica esquemática (Figura 2.4) muestra el registro sedimentario de la Cuenca de Rocas Verdes-Magallanes, desde su basamento Paleozoico hasta los depósitos cuaternarios.

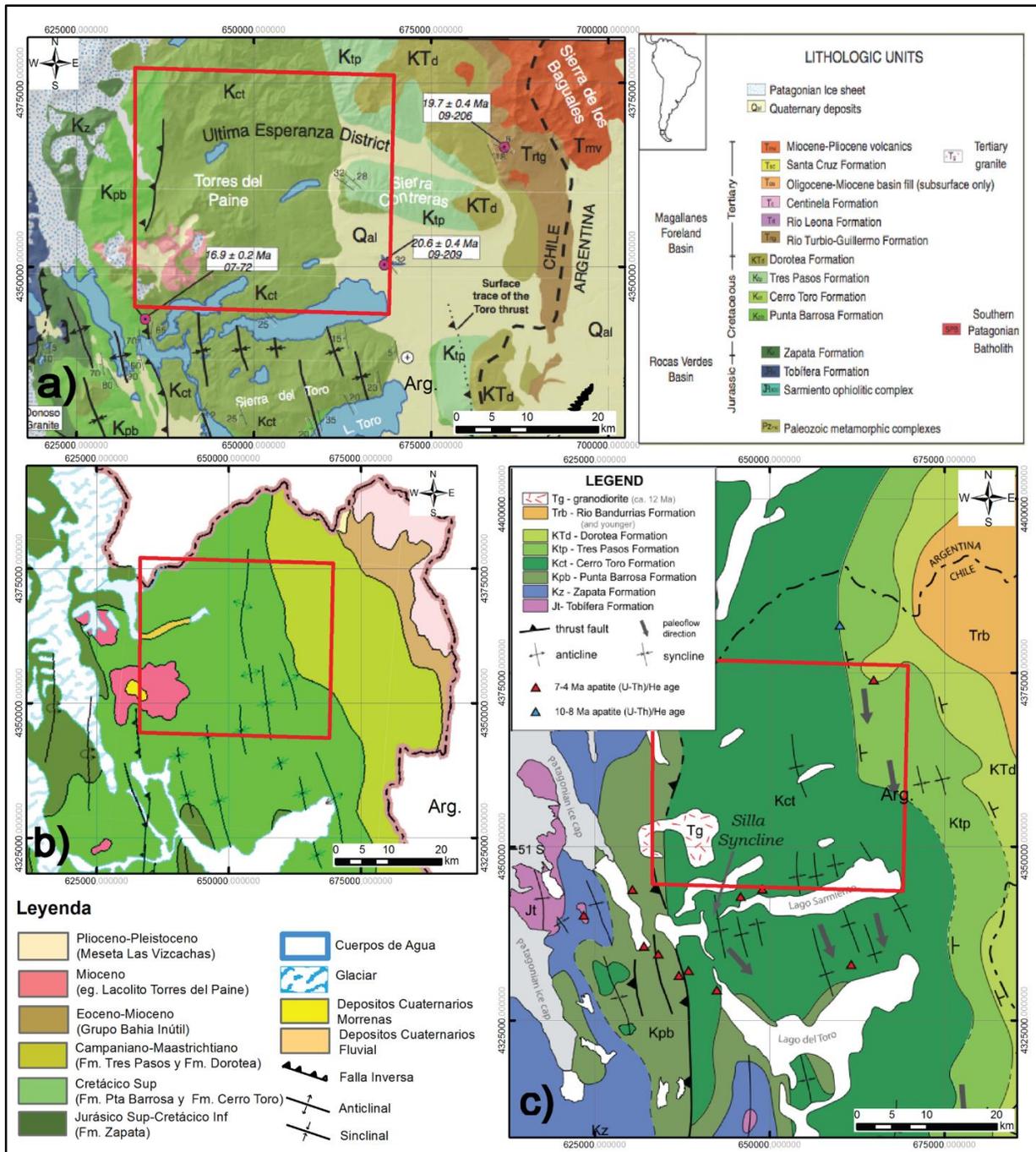


Figura 2.3. Algunos de los mapas geológicos previamente disponibles. Rectángulo rojo indica área de estudio del presente trabajo. a) Modificado de Fosdick *et al.* (2011). b) Modificado de SERNAGEOMIN (2003). c) Modificado de Fildani *et al.* (2008).

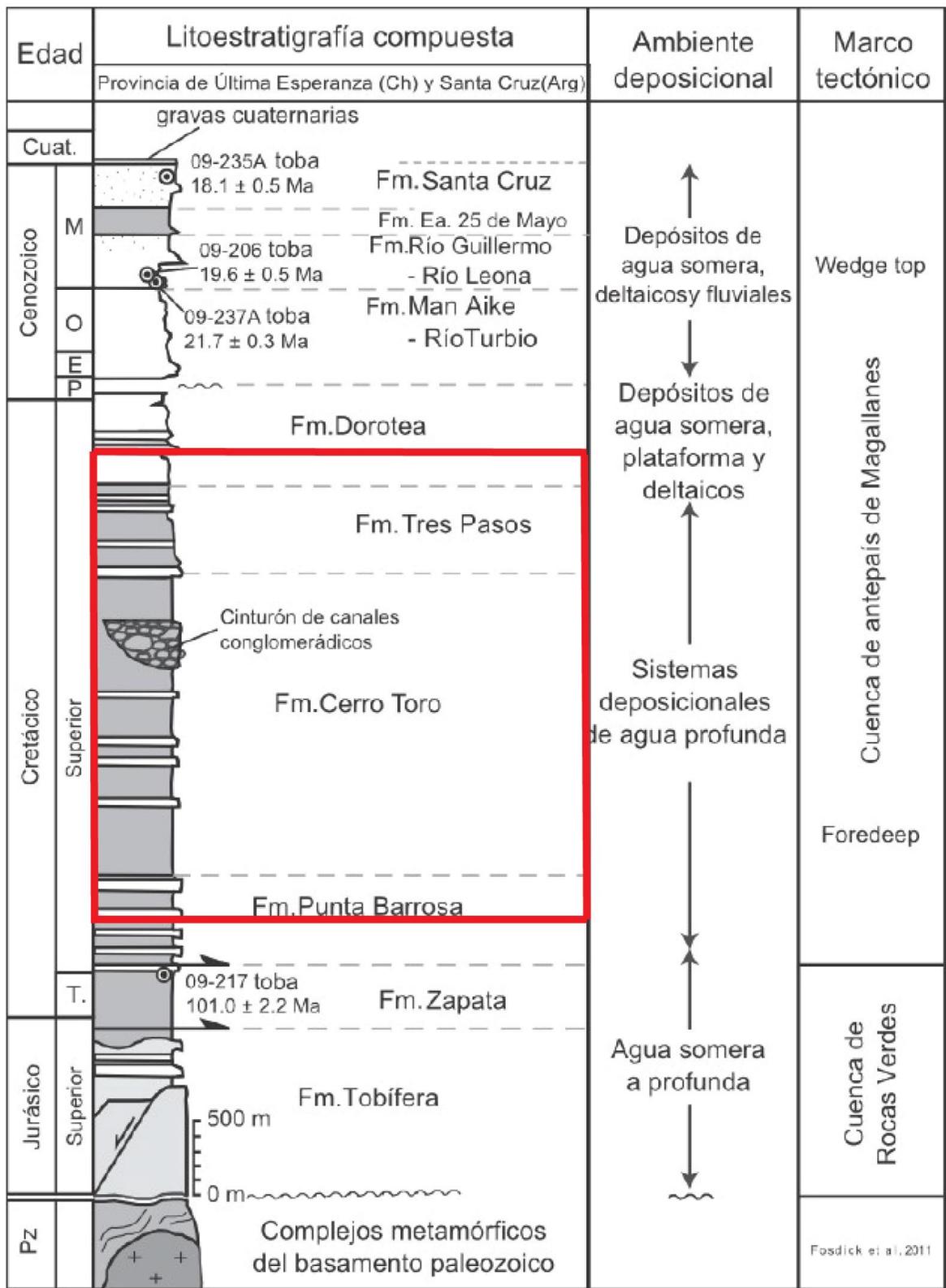


Figura 2.4. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de Magallanes en la provincia de Última Esperanza. Rectángulo rojo indica las formaciones implicadas en el área de estudio. Modificado de Fosdick *et al.* (2011).

## 2.2.2 Rocas Intrusivas

### Lacolito Torres del Paine

El Granito de las Torres del Paine es un lacolito subhorizontal de edad miocena, que intruye a rocas sedimentarias marinas del Cretácico Superior de las Formaciones Cerro Toro y Punta Barrosa (Figura 2.5). Es un cuerpo asimétrico, con una planta elíptica de eje mayor cercano a los 12 km y una potencia que decrece desde un máximo de 2.5 km al oeste, hasta desaparecer al este. Está emplazado en el plano de una falla subhorizontal preexistente (Falla del Río Nutrias) desarrollado durante una tectónica del tipo escamas delgadas, anterior a la intrusión (Skarmeta y Castelli, 1997).

El Granito de las Torres del Paine está compuesto por dos unidades petrográficas mayores (Michael, 1983). La unidad principal se denomina **Intrusivo Paine**, corresponde a un granito de biotita y ortoclasa, rodeado por un halo marginal de aplitas de enfriamiento de grano fino y textura sacaroidal (Quensel, 1910; Michael, 1983). La unidad de menor distribución areal se denomina **Complejo Básico Paine**, está compuesta por gabros, monzodioritas y monzodioritas cuarcíferas, todas restringidas topográficamente a la parte media del **Intrusivo Paine**, a ca. 1.800 m sobre el piso del granito (Michael, 1983). El contacto del lacolito con la roca de caja indica que entre ambos hubo escaso o nulo metamorfismo de contacto. La roca de caja corresponde a una serie estratificada de lutitas, pizarras y areniscas, plegadas y falladas asimétricamente, con clivaje de plano axial. Este estilo estructural corresponde al mismo que ha sido reconocido regionalmente (S. Harambour y J.M. Soffia, 1988), fuera del ámbito de influencia del intrusivo, por lo tanto, la intrusión ocurrió en rocas previamente deformadas.

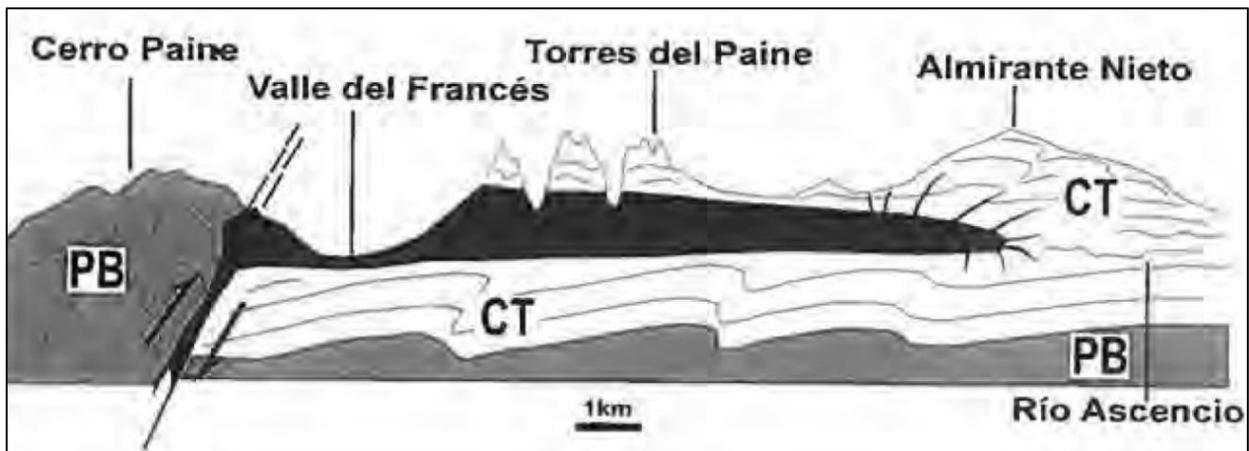


Figura 2.5. Diagrama que muestra una sección esquemática del Granito de las Torres del Paine, desde el Cerro Paine (oeste) hasta el río Ascencio (este). PB- Fm. Punta Barrosa; CT- Fm. Cerro Toro (Extraído de Skarmeta y Castelli, 1997).

### 2.2.3 Depósitos Cuaternarios

Los depósitos cuaternarios y la geomorfología del sector están íntimamente ligados a los procesos glaciares que han afectado la Patagonia. A continuación, se sintetiza los eventos glaciares de mayor relevancia.

#### Síntesis cronológica de los eventos de glaciación en Patagonia

Durante el Pleistoceno, el sector oeste del extremo austral de América del Sur estuvo cubierto por una gruesa capa de hielo, vestigio de los cuales actualmente existen los grandes campos de hielo en Patagonia. Actualmente Campo de Hielo de Patagonia Sur (CHS) es una meseta de hielo que se desarrolla en latitudes medias templadas entre los 48° y 51° S; se extiende a lo largo de los 73° 30'W, posee un área aproximada de 13.000 km<sup>2</sup> y una elevación que varía entre los 500 y 2.000 m con picos que alcanzan e incluso exceden los 3000 m (Carrasco *et al.*, 2002).

CHS es la segunda gran masa de hielo en el hemisferio sur luego de Antártica. En ella, más de 48 glaciares se descargan en fiordos en el lado oeste y en lagos en el lado este (Carrasco *et al.*, 2002), donde se emplaza el área de estudio.

La cronología de las glaciaciones patagónicas es una de las más completas del planeta y la comprensión de estas ha experimentado significativos avances desde los pioneros estudios de Carl Caldenius (1932) y Charles Darwin (1842) (e.g. Mercer, 1976; Clapperton, 1993; Rabassa *et al.*, 1990; Glasser *et al.*, 2008a, 2008b). Rabassa *et al.* (2005) sintetizan el conocimiento respecto a la cronología glacial de Patagonia desde el Cenozoico tardío. La glaciación más antigua conocida tuvo lugar entre 7 y 5 Ma (Mioceno tardío–Pleistoceno temprano). Un mínimo de ocho (8) glaciaciones ocurrió en el Plioceno medio-tardío. La Gran Glaciación Patagónica (GGP) se desarrolló entre 1,168 y 1,016 Ma. Luego de la GGP entre 14 y 16 estadios fríos (estadial) intercalados con sus correspondientes períodos cálidos (interstadial) se desarrollaron en Patagonia, de ellos 13 complejos morrénicos han sido identificados.

Un avance glacial mayor ocurrió durante MIS 6 con una edad estimada de entre 150-140 ka BP (Singer *et al.*, 2004; Kaplan *et al.*, 2004; Douglass *et al.*, 2006). El Último Máximo Glaciar (UMG) ocurrió entre 30 y 16 ka y se desarrolló con una amplia sincronía en toda Patagonia (Clapperton and Seltzer, 2001) junto al desarrollo global de las plataformas de hielo (Mix *et al.*, 2001). La actividad glacial durante este período es el foco de variados estudios (e.g. Meglioli, 1992; Porter *et al.*, 1992; Denton *et al.*, 1999; Heusser, 2003; Harrison, 2004; Coronato *et al.*, 2004; McCulloch *et al.*, 2000, 2005; Kaplan *et al.*, 2008a, 2008b).

De acuerdo a McCulloch *et al.* (2000) (Figura 2.6), la desglaciación del UMG ocurre de manera sincrónica en todo Patagonia cercana a los 17,500–17,150 ka AP. Fogwill *et al.* (2005) y posteriormente Moreno *et al.* (2009) concluyen que la máxima fase del avance glacial en Torres del Paine fue entre los 14.8 y 12.6 ka AP. Luego un calentamiento generalizado ocurre en Patagonia a partir de los 11.400 ka AP.

Glasser *et al.* (2004) realizaron una revisión del Holoceno en Patagonia y en ella establece dos tipos de cronologías para los avances neoglaciales: “Tipo Mercer y Aniya”. Mercer (1968, 1970, 1982) propuso tres avances neoglaciales: 5,413-4,687 Cal ka AP (4.700–4.200  $^{14}\text{C}$  años AP), 2,758-1,893 Cal ka AP (2.700–2.000  $^{14}\text{C}$  años AP) y la Pequeña Edad de Hielo desarrollada durante las tres últimas centurias. Aniya (1995, 1996) posteriormente obtuvo en Campos de Hielo Patagonico Sur cuatro avances neoglaciales: 3, 839 ka AP, 2,227 Cal ka AP, 1,455 – 1,286 Cal ka AP y la Pequeña Edad de Hielo desarrollada durante las tres últimas centurias.

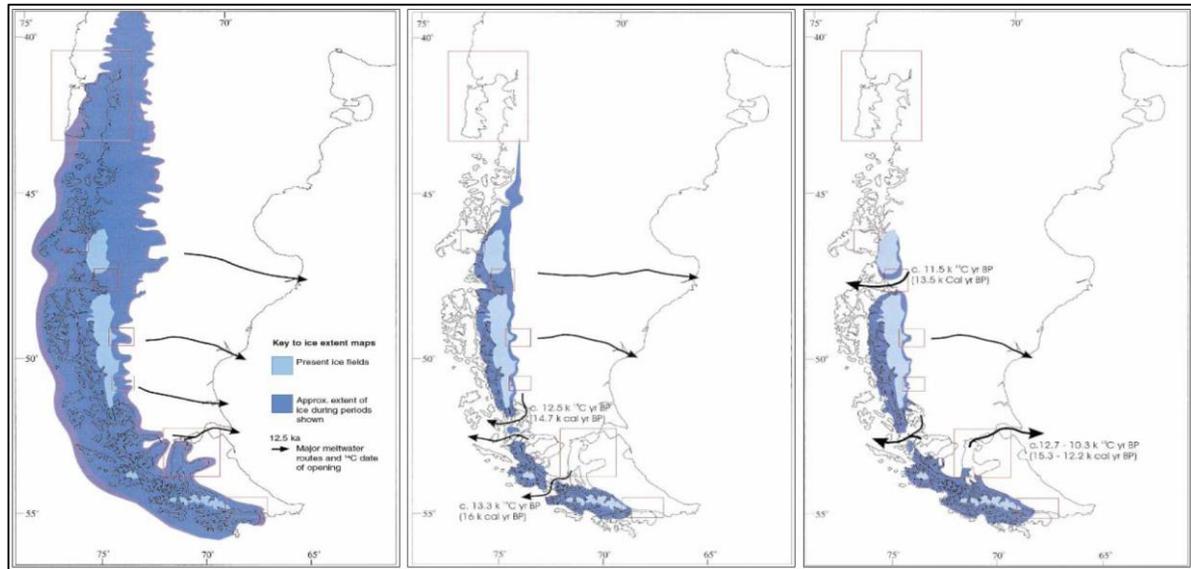


Figura 2.6. Reconstrucción glacial por McCulloch *et al.* (2000): A). Extensión glacial anterior al calentamiento que comienza ca. 17,500–17,150 Cal ka AP (14.600 y 14.300  $^{14}\text{C}$  AP). Datos basados en los perfiles de polen. B). Extensión glacial luego del calentamiento de los 15,650–15,350 Cal ka AP (14.600 y 14.300  $^{14}\text{C}$  años AP). C). Extensión glacial anterior al evento cálido que comienza ca. 11,450 Cal ka AP (10.000  $^{14}\text{C}$  años AP).

### Fluctuaciones glaciales desde la Última Glaciación y el Holoceno en el Parque Nacional Torres del Paine.

Marden (1993) mapeó el paisaje glacial del área de Torres del Paine, diferenciando ocho ciclos glaciales (etiquetados como A, B, C, D, E, F, G y H de este a oeste en Marden y Clapperton, 1995) desde el margen SE de los Campos de Hielo hasta las morrenas en la costa este del lago Sarmiento (Figura 2.7). De los cinco primeros ciclos glaciales se obtuvieron edades por diferentes métodos (dendrocronología, tefrocronología y radiocarbono en partes basales de turbas, pantanos, turbas en hoyos glaciales o “kettles” y anillos de árboles).

Las dataciones disponibles para el avance A, B y C, arrojan edades de entre 18,7 y 12,2 ka (e.g. García *et al.*, 2012; García *et al.*, 2014; Moreno *et al.*, 2009; Sagredo *et al.*, 2011). La edad del avance D ha sido determinada mediante el método de isótopo cosmogénico de  $^{10}\text{Be}$ , asignándole una edad entre 15-12 ka AP, lo cual es

correlacionable con el periodo de Regresión Fría Antártico (Fogwill et al., 2005; Moreno et al., 2009).

Marden y Clapperton (1995) determinaron que el avance E es consistente con una edad mínima de control de ca. 9.755  $^{14}\text{C}$  años AP obtenida de la base de una turba sobre el límite del avance. Sedimentos con pómez retrabajadas encontrados en las capas superiores de una secuencia de delta asociada al avance E, permiten interpretar a Marden y Clapperton (1995) que el glaciar se estabilizó cerca del límite del avance E hace ca. 11.880 años AP.

Mientras que las morrenas del avance F tienen edades de (ca. 11,880 < F > 9,180 ka años AP), la edad de control de las morrenas del avance G no ha sido obtenida, pero su edad relativa indica que es más antigua que la Pequeña Edad de Hielo y más joven que las morrenas del avance F.

Finalmente el avance H que forma las morrenas más jóvenes, está asociado a la Pequeña Edad de Hielo. La edad del árbol más viejo detectado (*Nothofagus pumilio*) que pobló las morrenas fue estimada en 232 años (1.660 D.C.; Armesto, 1992).

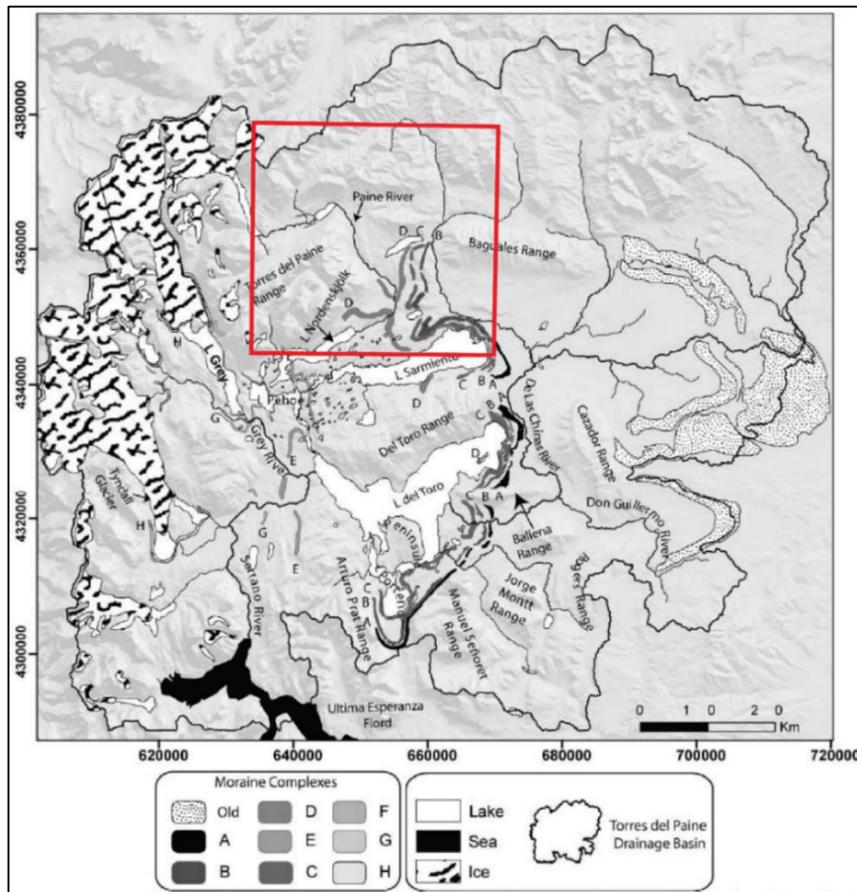


Figura 2.7. Hoya hidrográfica de Torres del Paine y complejos de morrenas de Marder (1993), sobreimpuestos en un mapa de relieve. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Modificado de Solari, (2010).

## 2.3 Configuración Estructural

En la zona de estudio, el período compresivo asociado al aumento de la tasa de convergencia en el margen Sudamericano, producto de la apertura del Atlántico, desarrolló sistemas de fallas en secuencia con vergencia este, que progradaron hacia el este, deformando las secuencias sedimentarias desarrolladas en el período extensivo del Jurásico-Cretácico e incorporándolas a las zonas de cuña progradante de la Cuenca de Antepaís de Magallanes (CAM). La propagación de fallas de tipo inverso de la FPCM se detuvo en el Eoceno producto de un cambio en la configuración tectónica regional, donde predominan los sistemas transcurrentes (Klepeis *et al.*, 2010).

Kraemer (1998); Ghiglione *et al.* (2009) y más recientemente Likerman *et al.* (2013), describen la Faja Plegada y Corrida de los Andes Australes (FPCAA) como una zona de deformación con dominios que varían de oeste a este pero que mantienen una continuidad de norte a sur (Figura 2.8). La FPCAA queda descrita entonces, de oeste a este, como sigue:

1. Faja plegada y Corrida de Piel Gruesa - Dominio del basamento.

El segmento más occidental de la faja, donde es exhumado el basamento metamórfico representado por el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) y, en algunos lugares parte de los intrusivos que conforman el Batolito Patagónico. La condición de 'Piel o Escama Gruesa' está asociada a las fallas de basamento comúnmente atribuidas a estructuras normales que representarían bordes de cuencas. En este caso, los bordes de la Cuenca Marginal de Rocas Verdes.

2. Faja plegada y Corrida de Piel Fina - Dominio interno.

Este dominio presenta afloramientos intensamente deformados de la cobertura sedimentaria mesozoica, principalmente desde las formaciones Tobífera a Dorotea. En algunos sectores, como el sur del lago Argentino o el Parque Nacional Torres del Paine, es común la disposición paralela de sucesivos anticlinales y sinclinales con ejes norte-sur.

3. Faja plegada y Corrida de Piel Fina - Dominio externo.

Este dominio es una continuidad de la deformación con mayor longitud de onda y mayor rango estratigráfico abarca hasta la cobertura sedimentaria neógena. Las unidades se configuran en grandes monoclinales con manteos de hasta  $\sim 30^\circ$  E.

4. Cuenca de antepaís o sector no deformado.

Esta zona abarca hasta los depósitos cuaternarios, preservando la inicial disposición subhorizontal.

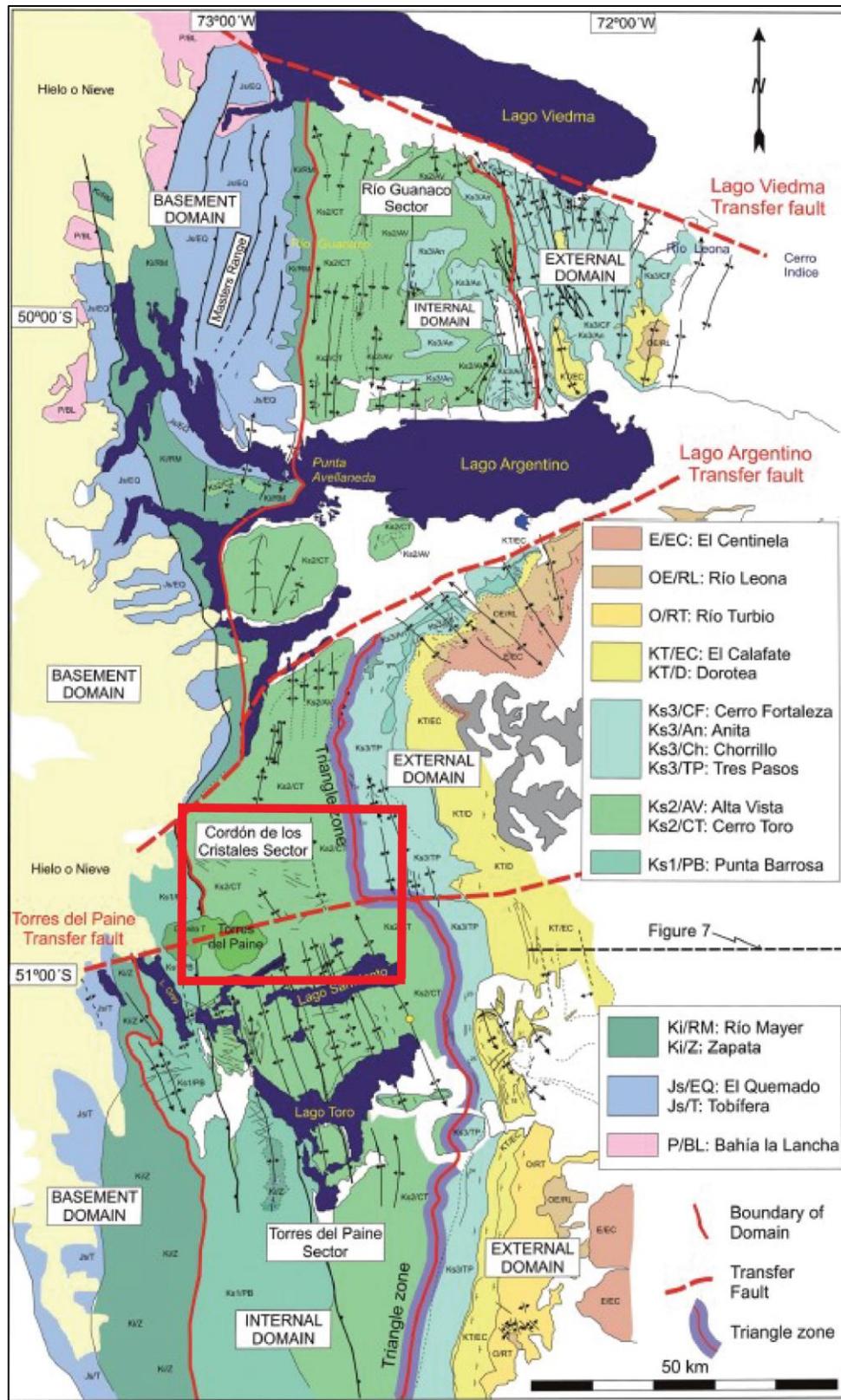


Figura 2.8. Mapa geológico de la Cuenca de Magallanes entre las latitudes 49° S y 52° S. Rectángulo rojo indica el área de estudio (Modificado de Ghiglione *et al.* 2009).

El área de estudio abarca, según lo definido por Ghiglione (2009), principalmente dominio interno además de una pequeña fracción del externo.

Es sobre esta base estructural en que Fosdick *et al.* (2011) sugiere un modelo de seis etapas para la cinemática de acortamiento, alzamiento y deformación. Este modelo es descrito a continuación

### **2.3.1 Modelo cinemático de la Faja Plegada y Corrida de los Andes Australes**

#### **I. Inicio del acortamiento del retroarco (ca. 100-88 Ma)**

La primera etapa del modelo cinemático da cuenta del momento de inicio del acortamiento: Al final del Cretácico Temprano, cuando la Cuenca Marginal de Rocas Verdes se ha cerrado y la corteza oceánica máfica comienza a acortarse y obductarse sobre el margen de Sudamérica. Cercano a los 51°S el momento de inicio de la inversión generalizada de la cuenca queda mejor entendido con geocronología de U/Pb en circones del relleno Cretácico Superior. En el límite transicional de las formaciones Zapata y Punta Barrosa dataciones en cenizas volcánicas del mismo trabajo permitieron describir la generación de cabalgamientos incipientes ya desde los 101Ma.

#### **II. Crecimiento del dúplex Tobífera, Coniaciano - Campaniano temprano (ca. 88-74 Ma)**

En esta segunda etapa, la reconstrucción palinpástica está basada en un modelo geométrico de pliegues con sucesivos cabalgamientos antiformes que se emplazan sobre basamento Paleozoico, acomodando alrededor de ~27 km de acortamiento (~16 %), principalmente en la Fm. Tobífera. Una estimación más conservadora utilizando la geometría de las capas cabalgadas totaliza ~20 km de acortamiento. Durante la deformación de esta etapa, fallas inversas synsedimentarias y/o la reactivación de los rifts jurásicos parecen haber localizado el eje de los drenajes submarinos en el foredeep de la Cuenca de Magallanes.

#### **III. Cabalgamiento Tenerife, Campaniano temprano - Oligoceno temprano (ca. 74-27 Ma)**

Esta etapa está caracterizada por el fallamiento y plegamiento de las formaciones Zapata, Punta Barrosa y Cerro Toro, evidentes en la zona de cabalgamientos Tenerife. En este momento del acortamiento el frente Andino avanzó unos ~30 km hacia el antepaís, a lo largo de un nivel de despegue paleozoico y la zona mencionada anteriormente. Las reconstrucciones palinspásticas de la deformación indican unos ~6,1 km de acortamiento (4 %) a lo largo del dominio de la zona Tenerife. Pliegues apretados y fallas de la Fm. Punta Barrosa se localizan en los bloques colgantes de los cabalgamientos.

#### **IV. Cabalgamiento Río Rincón-Castillo, Oligoceno - Mioceno Temprano (ca. 27-21 Ma)**

La deformación descrita en esta etapa por el Cabalgamiento Río Rincón-Castillo, dentro del dominio del basamento, sugiere ~3,4 km de acortamiento (2 %) y cerca de 2 km de alzamiento del basamento paleozoico y jurásico. Este avance hacia el antepaís estaría asociado probablemente al crecimiento topográfico sustancial de la Faja Plegada y Corrida. La deposición en este momento del miembro superior de la Fm. Río Turbio está caracterizada por un sistema marino somero con tendencia progradante hacia el este (Malumián *et al.*, 2001), indicando una variación importante en el eje de los patrones de dispersión de sedimentos, inicialmente paralelos al frente alzado y representados por las formaciones de ambientes marinos profundos. El cambio paleogeográfico es consistente con la termocronología (U-Th)/He en circones de la Fm. Tobífera en el Anticlinal Río Rincón, que sugiere la sobrecarga de ~6-7 km en un área inicialmente cubierta hasta los 20Ma (Fosdick, 2008), lo cual podría reflejar una significativa topografía dada por el Cabalgamiento Río Rincón en el Mioceno Temprano.

#### **V. Cabalgamiento Toro, Mioceno temprano (ca. 21-18 Ma)**

En esta etapa la deformación queda descrita a partir del dominio del Cabalgamiento Toro, que abarca alzamiento y fuerte plegamiento desde el basamento paleozoico a la cobertura cretácea tardía. Un factor de particular importancia es la profundidad del nivel de despegue de este cabalgamiento que, a través de sísmica, se ha descrito cerca de 15 km, seguramente en una zona de debilidad del basamento paleozoico. Esta gran estructura implica un cambio en la dinámica orogénica que permitió el fallamiento a través de un despegue profundo, produciendo una amplia zona de alzamiento y relativamente bajo acortamiento. La diferencia entre los despegues de las estructuras de la etapa IV y la V sugieren múltiples niveles de superficies débiles en el basamento. Así, la reconstrucción palinspástica entrega ~2,2 km de acortamiento (1,4 %) y alzamiento del basamento paleozoico y jurásico. Esta deformación es sincrónica con la sedimentación del Mioceno hasta los 18 Ma.

#### **VI. Alzamiento regional y exhumación del antepaís, Mioceno Medio (<18 Ma)**

Esta etapa incluye los fallamientos de Santa Cruz y el alzamiento de la cuenca neógena. El acortamiento total sería de ~0,9 km. Los autores asocian, en gran parte, esta etapa deformacional con la colisión y posterior subducción de la Dorsal de Chile, sin embargo, la edad de este evento no estaría tan clara, Gorrington *et al.* (1997) señala que esta colisión se habría producido ca. 14-13 Ma. El modelo con ~4 km de alzamiento, desde la etapa IV hasta el presente, sería consistente con la exhumación estimada para el Mioceno.

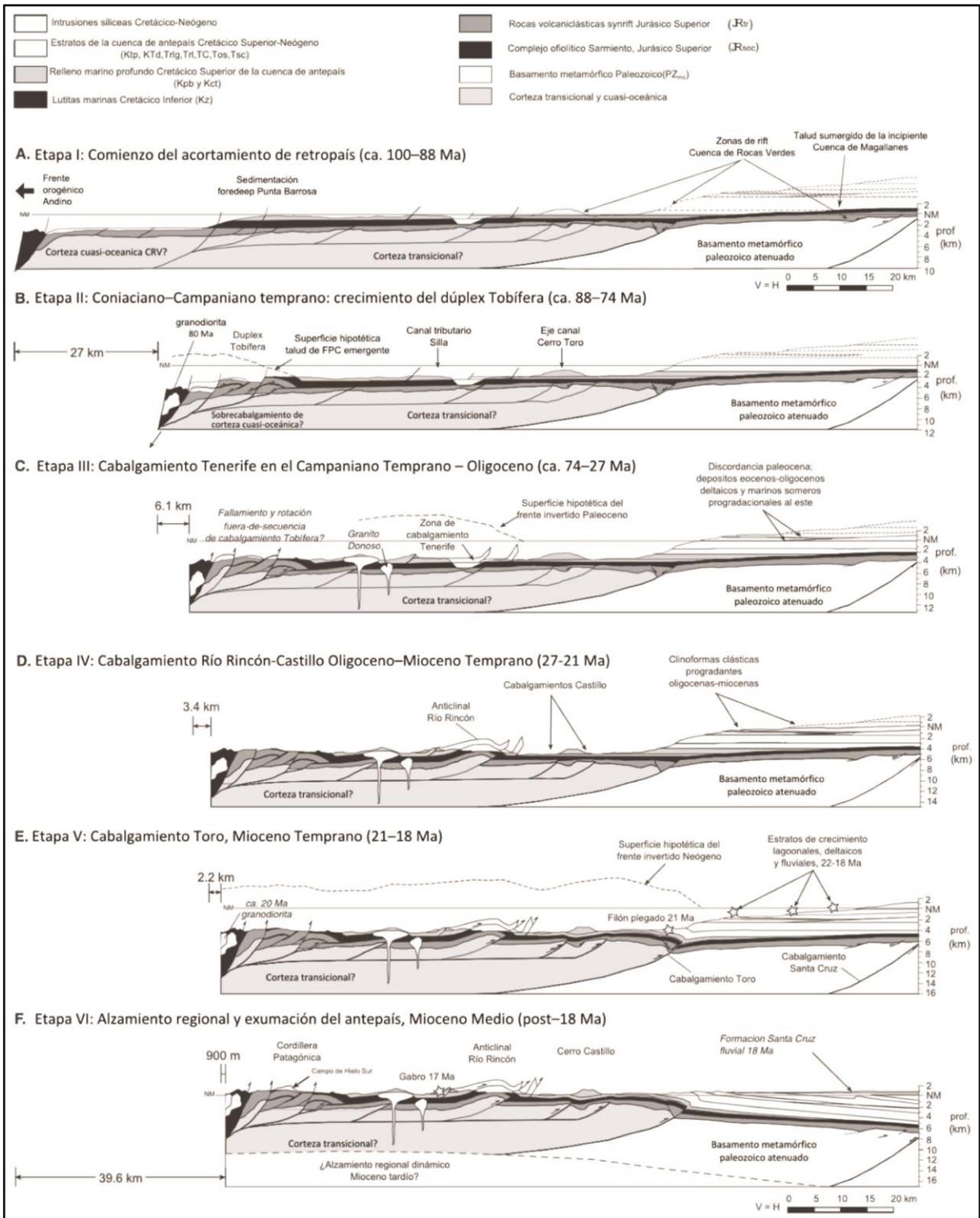


Figura 2.9. Modelo cinemático de la deformación compresiva de la Cuenca de Magallanes en la provincia de Última Esperanza. Extraído de Ugalde (2014).

### 2.3.2 Geodinámica Actual; Punto Triple y sistema transcurrente de las placas Scotia-Sudamericana.

El área de estudio se encuentra íntegramente sobre la placa Sudamericana, sin embargo, dada la cercanía con contactos de placa tectónicamente activos, es de suma importancia para el presente trabajo conocer las dinámicas de movimiento relativo entre las placas Sudamericana, Antártica y Scotia.

La Placa Antártica subducta a una tasa de 20 mm/año (De Mets *et al.*, 1990) con una dirección aproximada de 90°E (De Mets *et al.*, 1990; Minster and Jordan, 1978; Pardo-Casas and Molnar, 1987; Gripp and Gordon, 1990; Lagabriele *et al.*, 2004), es decir, de manera casi perpendicular al borde sudamericano y bajo la Placa Scotia a una tasa de 11 mm/año (Pelayo y Wiens, 1989).

El cambio de la configuración de placas ocurrido en el Oligoceno Tardío producto de la apertura del Mar de Scotia provocó el desarrollo de un margen transformante entre la Placa de Scotia y la Placa Sudamericana, poniéndolas en contacto mediante la Falla de Magallanes-Fagnano, una estructura transcurrente sinistral. Las que a su vez están en contacto con la Placa Antártica en el Punto Triple, que se encuentra en la intersección entre el fin del sistema de Fallas de Magallanes-Fagnano y la fosa de Chile a los 52°S (Barker, 2001).

No hay mayor consenso en la tasa de desplazamiento relativa entre las Placa Sudamericana y de Scotia. Datos recopilados mediante GPS en Tierra del Fuego, indican una tasa de desplazamiento actual a lo largo del sistema Magallanes-Fagnano, de  $6,6 \pm 1,3$  mm/año y un desplazamiento adicional de 1-2 mm/año es acomodado mediante deformación difusa en Tierra del Fuego y la Patagonia austral (Smalley *et al.*, 2003), mientras que DeMets *et al.*, (2010) obtuvieron un desplazamiento relativo de 9,6 mm/año. Por otro lado, Mendoza *et al.*, (2011) midieron un desplazamiento siniestral de  $4,4 \pm 0,6$  mm/año en una franja de 30 km centrada en la traza principal del Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano (Figura 2.10).

Este margen de tipo sinistral habría ocasionado la intensa deformación de cizalle que es posible apreciar hacia el SW del frente de la FPCM. Como es de esperarse la deformación está heterogéneamente distribuida, mayor es la densidad de fallas en las cercanías del Estrecho de Magallanes producto de la proximidad con el Sistema de Fallas Magallas-Fagnano (Betka *et al.*, 2016).

En la zona de estudio no está descrita la existencia de sistemas de fallas transcurrentes activas, como los que se desarrollan más al sur, en las cercanías del Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano, distante 200 km aproximadamente.

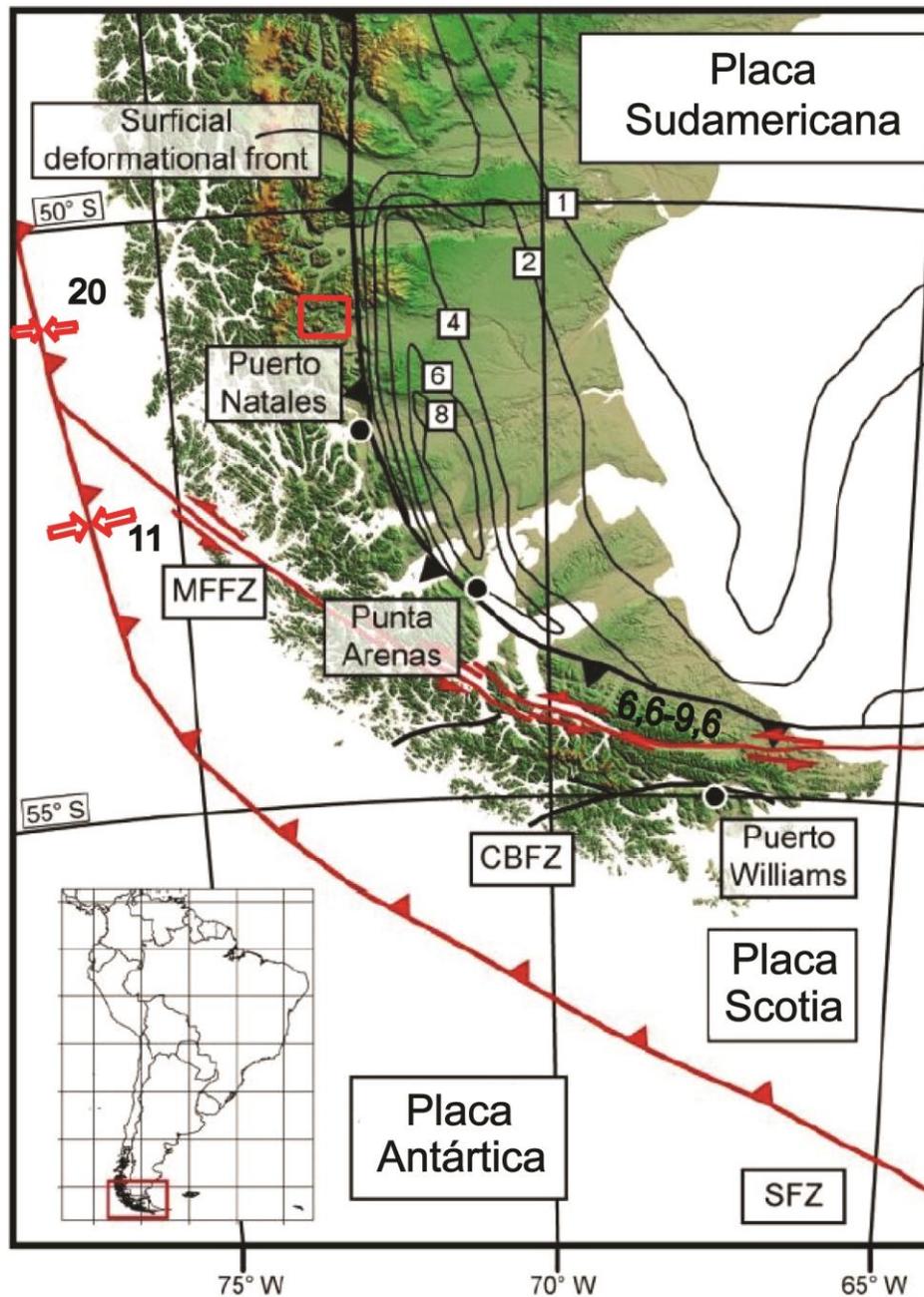


Figura 2.10. Marco tectónico general de la zona de estudio. En rojo los contactos entre las Placas Tectónicas. Números negros indican la tasa de desplazamiento relativo entre las placas en mm/año. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Líneas de contorno representan el espesor del relleno sedimentario de la Cuenca de Magallanes. Modificado de Poblete (2015).

## Capítulo 3

### 3 RESULTADOS

#### 3.1 Mapa Geológico

##### 3.1.1 Litología

Finalmente con los datos obtenidos de la campaña de terreno, se verifica y mejora el mapa preliminar, generando el mapa geológico escala 1:250000 que se muestra a continuación en su versión simplificada (Figura 3.1), con su respectiva leyenda en página siguiente (Figura 3.2). Fuera de texto se muestra el mapa Geológico Completo en escala 1:50000. A continuación se describe lo mapeado.

Tanto las formaciones implicadas como su distribución no distan mayormente de lo previamente mapeado por otros autores, las formaciones estratificadas siguen cierta distribución en franjas de orientación N-S, encontrándose las rocas más antiguas al Oeste, las que, en general, decrecen en edad hacia el Este. Las formaciones implicadas son Fm. Punta Barrosa, Fm. Cerro Toro, Fm. Tres Pasos y Fm. Dorotea. Estas formaciones abarcan gran porción temporal del registro sedimentario cretácico de la Cuenca de Magallanes, específicamente desde el Albiano hasta el Mastrichtiano tardío (Cecioni, 1955, 1956 y 1957; Katz, 1963).

Mientras que el único cuerpo ígneo de envergadura corresponde al Lacolito Torres de Paine, cuerpo ígneo de edad Miocena, geometría discoidea, con un área de más de 100 km<sup>2</sup>, elíptico en planta con un eje mayor de 12 km y una potencia máxima de 2,5 km que decrece hacia el este hasta desaparecer (Skarmeta y Castelli, 1997). Ubicado en el sector SW del área de estudio, intruyendo las formaciones Cerro Toro y Punta Barrosa.

El Contacto entre las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro se encuentra en el extremo oeste del área de estudio. Sin embargo, no está bien precisado en este trabajo, debido a la imposibilidad de acceder al contacto durante la campaña de terreno y al poco contraste visual de las imágenes satelitales empleadas para la fotointerpretación, por lo que el contacto mostrado en el mapa es solo un aproximado, obtenido de la bibliografía consultada. Se recomienda precisar este límite utilizando teledetección, para obtener cierto contraste entre distintas litologías, como se realizó en Olivares (2018).

La única formación visitada durante la campaña de terreno, fue la Fm. Cerro Toro, debido a que las zonas de mayor interés se encuentran en esta. Por lo visto en terreno, se puede apreciar que la litología corresponde a la descrita en otras localidades, por variados autores. Siendo estas intercalaciones de lutitas, con pequeños niveles de arenisca finas en capas de entre 5 a 50 cm, además de la presencia de potentes lentes de conglomerados correspondientes al miembro Lago Sofía (Figura 3.3), (Ver Capítulo 2).

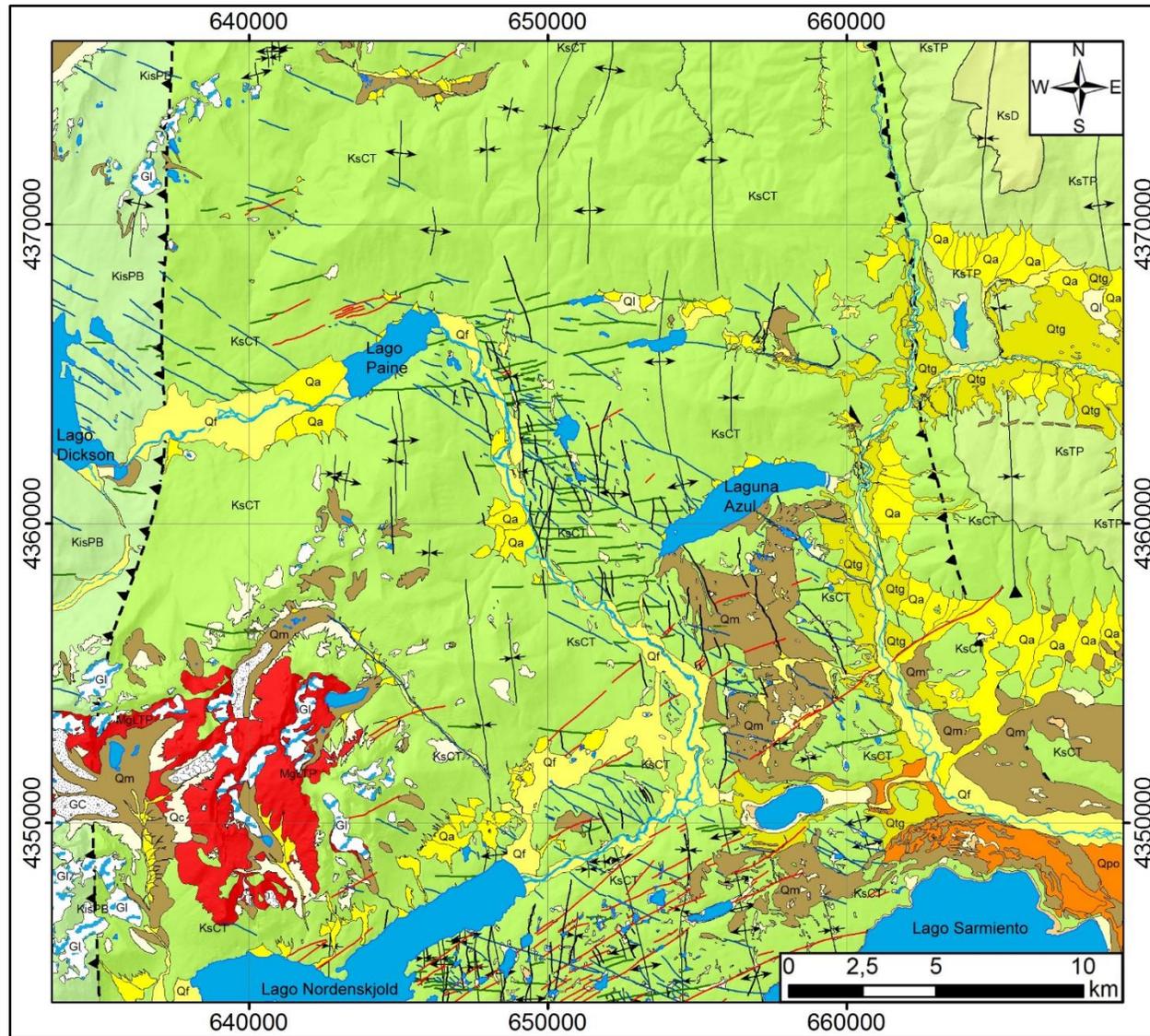


Figura 3.1. Mapa geológico simplificado del área de estudio, a escala 1:200000, simbología en página siguiente (Figura 3.2). Mapa completo a escala 1:50000 fuera de texto.

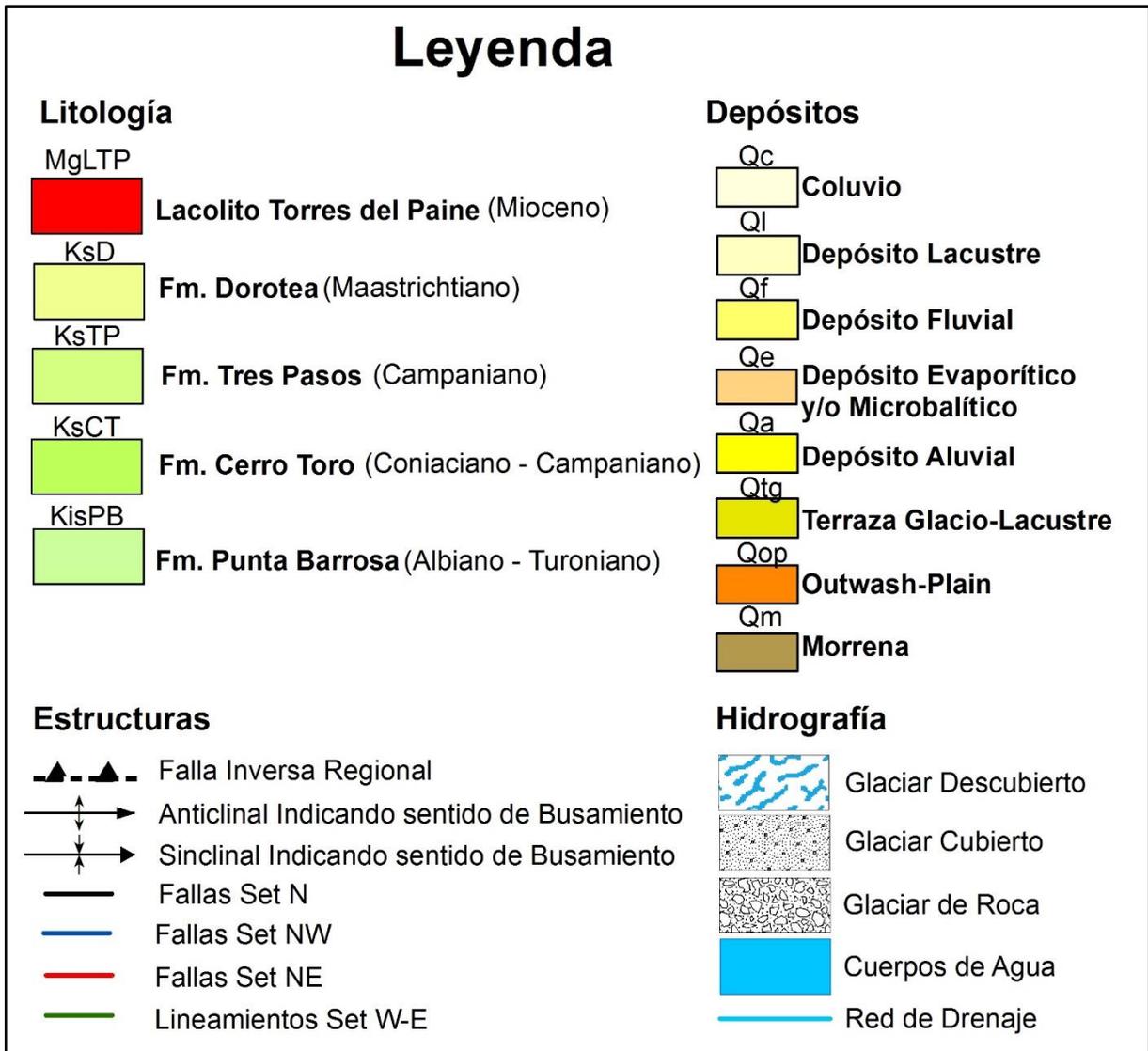


Figura 3.2. Leyenda de los Mapas geológicos de Figura 3.1, Figura 3.16, Figura 3.17 y Figura 3.18.



Figura 3.3. Fotos de la Fm. Cerro Toro. En esta predominan las lutitas negras, con intercalaciones de areniscas de entre 5 a 50 cm. Existen además potentes lentes de conglomerado (Unidad Lago Sofía), los que tienen mayor desarrollo al sur del área de estudio. La última imagen muestra uno de estos lentes en el sector de “El Puesto” (Patagonia Bagual). Fotos capturadas en terreno, editadas.

El contacto entre las formaciones Cerro toro y Tres Pasos, ubicado en el extremo este del área de estudio, fue precisado basándose en los trabajos de Ermitage *et al.* (2009) y Katz (1963), quien definió la base de la Fm. Tres Pasos, como el primer estrato significativo de arenisca superpuesto de manera concordante a las lutitas superiores de Fm. Cerro Toro (Figura 3.4).



Figura 3.4. Vista a la Sierra Contreras desde el NW, donde se aprecia el contacto entre las Formaciones Cerro Toro (parte baja de la Sierra Contreras) y Tres Pasos (parte superior de la Sierra Contreras). Foto capturada en terreno, editada.

El contacto entre las Formaciones Tres Pasos y Dorotea, ubicado al NE del área de estudio, se trazó mediante fotointerpretación, continuando los contactos trazados por

Fosdick *et al.* (2011 y 2013); Fildani *et al.* (2008); Gutiérrez *et al.* (2013); Manríquez *et al.* (2015) y Ugalde (2014) (Figura 3.5).

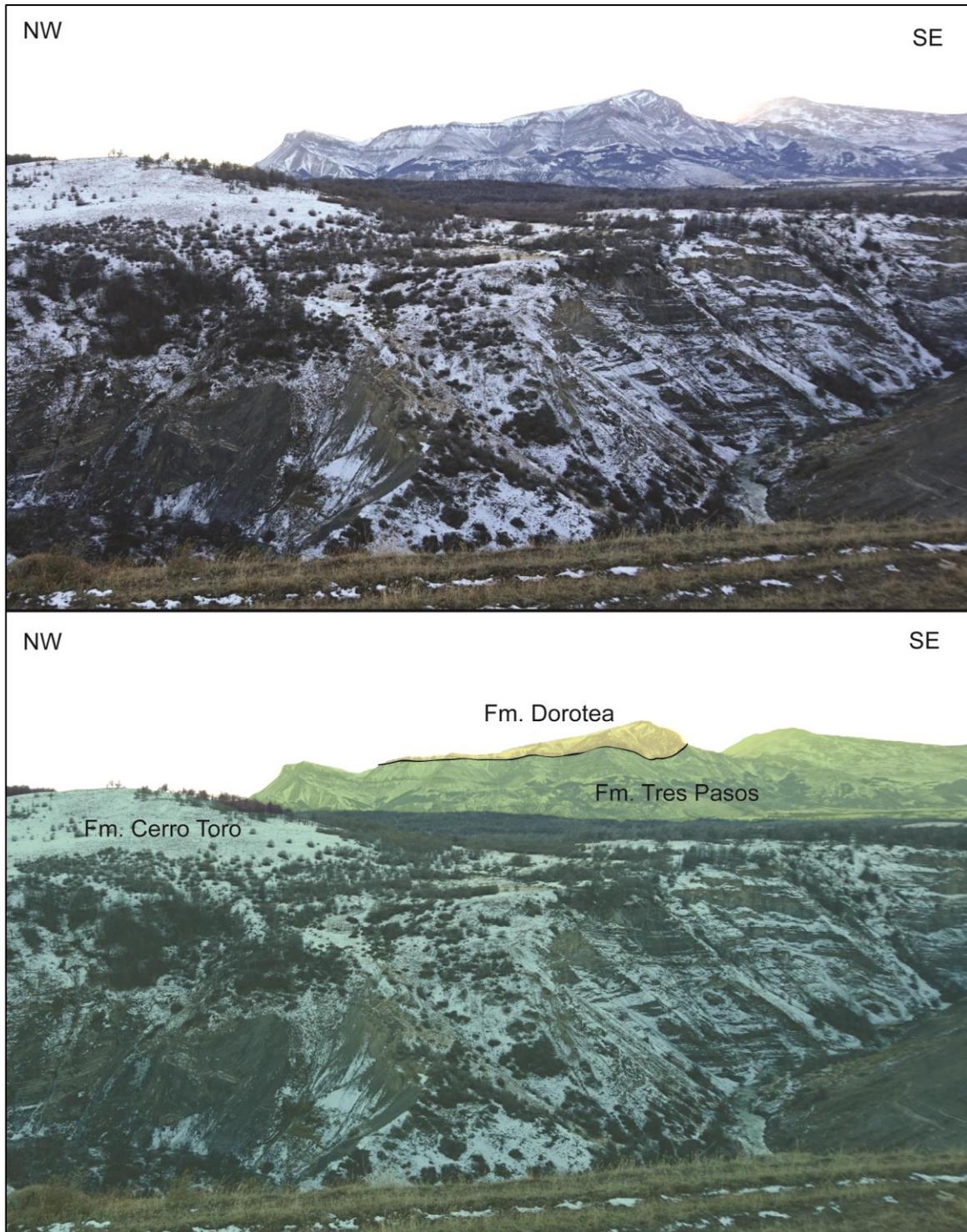


Figura 3.5. Vista al Cerro Obelisco desde Cañón del Toro, donde se aprecia el contacto entre las formaciones Tres Pasos y Dorotea. Foto capturada en terreno, editada.

### 3.1.2 Depósitos Cuaternarios

La zona ha sido intensamente influenciada por los proceso glaciares ocurridos durante al menos los últimos 7-5 Ma (Rabassa *et al.*, 2005), los que han dejado su impronta en la zona. Prueba de esto son los numerosos depósitos de origen glaciar, que han generado una amplia gama de geomorfologías asociadas, las que han sido mapeadas en el presente trabajo. Entre las que destacan morrenas (frontales, laterales y basales), terrazas glaciolacustres, eskers y planicies de outwash, además de la presencia de estrías y bloques erráticos en todas las áreas visitadas (Figura 3.6).

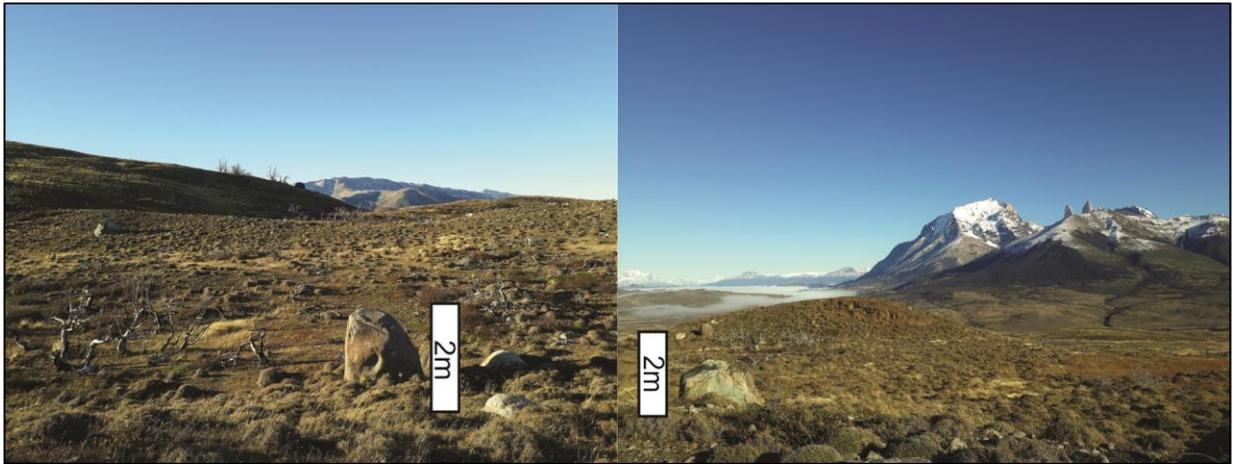


Figura 3.6. Bloques erráticos en el sector de Laguna Cebolla. Buena parte de estos bloques corresponden a rocas graníticas, presumiblemente transportadas desde el Lacolito Torres del Paine. Fotos capturadas en terreno, editadas.

### Morrenas y Eskers

Hay morrenas (Figura 3.8) distribuidas por todo el área de estudio, con edades que abarcan desde los 25 ka hasta morrenas actuales (e.g. García *et al.*, 2014; Marden *et al.*, 1993; Solari *et al.*, 2012), las edades tienden a decrecer hacia el oeste como es de esperarse debido al retroceso de los hielos desde el Pleistoceno. Dichos glaciares bajaron desde los altos topográficos del sector Oeste, como se puede deducir a partir de las estrías (Figura 3.7).

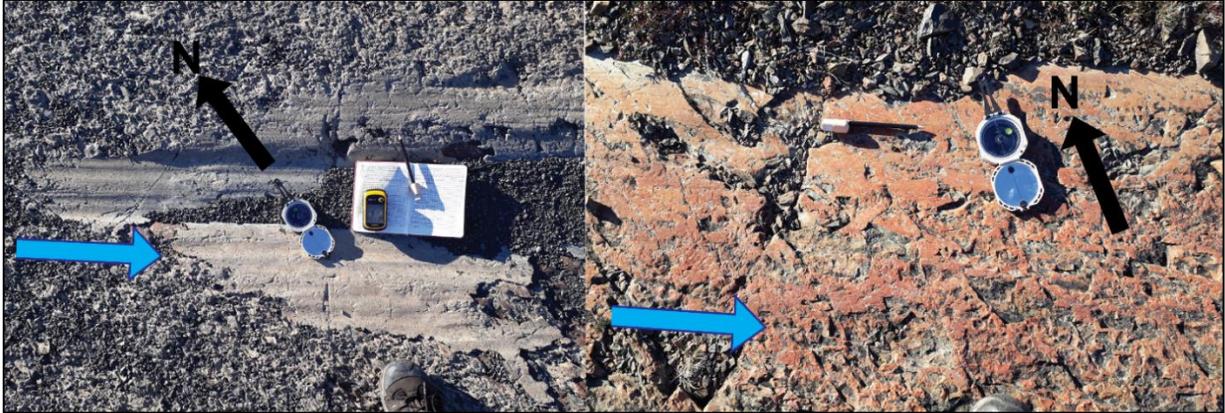


Figura 3.7. Estrías glaciares en el camino a La Victorina. La flecha negra indica el norte, mientras que la azul indica la dirección de avance glaciar (desde el NW). Fotos capturadas en terreno, editadas.

Las morrenas corresponden a depósitos no consolidados de clastos polimícticos, desde angulosos a redondeados, muy mala selección, encontrándose todo el abanico posible de granulometría, desde grandes bloques insertos en matriz de arcilla (Figura 3.10). En ciertos depósitos, se aprecia que los clastos que componen la grava tienen buena selección, esfericidad y redondeamiento (Figura 3.10e), esto podría deberse a la existencia de canales subglaciares donde ocurre transporte de sedimento, generando las características que se esperarían encontrar en un depósito fluvial. Este depósito glaciar fue interpretado como esker.



Figura 3.8. Morrena al norte de la portería Laguna Azul. Foto capturada en terreno, editada.



Figura 3.9. Depósito morrénico a un costado del camino a “La Victorina”. Foto capturada en terreno, editada.

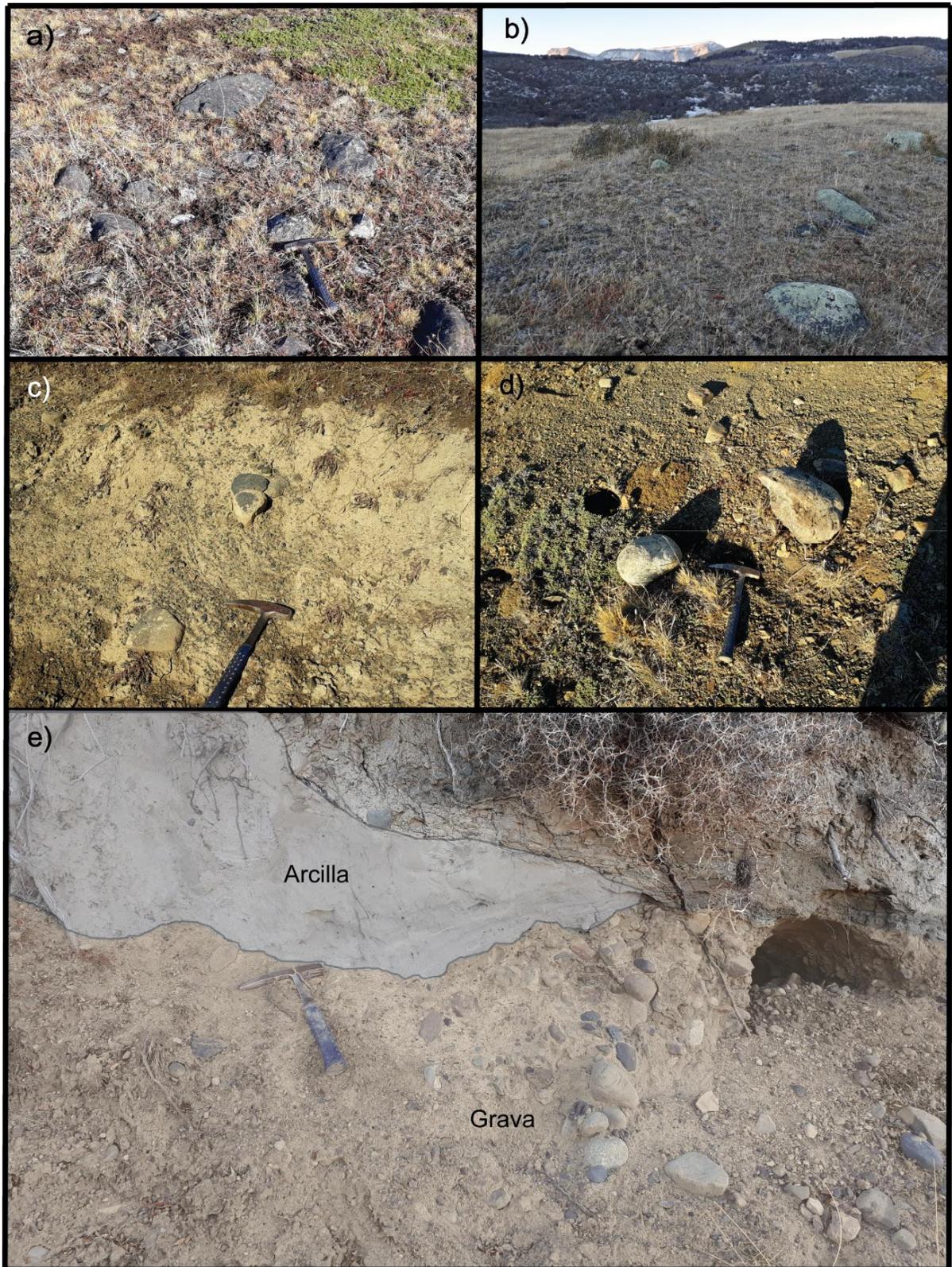


Figura 3.10. Imágenes a-d depósitos morrénicos, clastos mal seleccionados, polimícticos insertos en matriz de arcilla. e) Grava clasto-soportada, selección media, alta esfericidad y redondeamiento, interpretado como Esker. Fotos capturadas en terreno, editadas.

## Terrazas

Existen numerosas superficies aterrazadas, principalmente entorno al río Las Chinas, al este de la zona de estudio (Figura 3.11) y próximas a los lagos Sarmiento y Amarga. Estas terrazas han sido extensamente estudiadas por diversos autores entre ellos García *et al.* (2014) y Solari *et al.* (2012). De los cuales se desprende que estas terrazas corresponderían a sedimento glacio-lacustre depositado en las costas del paleolago Tehuelches, el que se habría extendido por gran parte del área de estudio, desde RV II (Figura 3.12), descendiendo su nivel hasta desaparecer aproximadamente durante la Reversión Fría Antártica (García *et al.*, 2014; Moreno *et al.*, 2009).



Figura 3.11. Superficies aterrazadas (Amarillo). Terrazas al norte de la Sierra Contreras, a los costados del río Las Chinas, visto desde el oeste. Fotos capturadas en terreno, editadas.

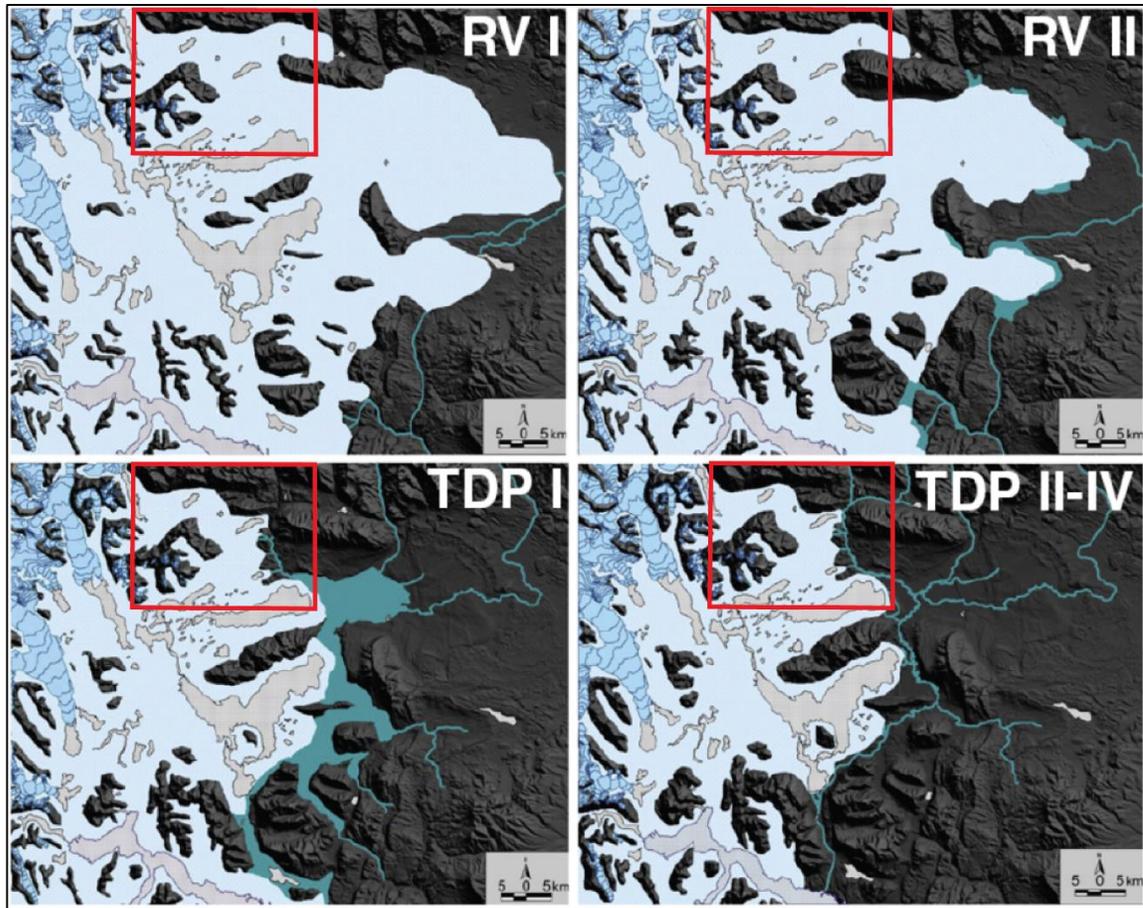


Figura 3.12. Evolución del casquete de hielo patagónico y el paleolago Tehuelches durante el último periodo glacial en Torres del Paine, según García *et al.* (2014). Cada imagen representa un periodo de avance glacial. RV I: Máximo glacial; RVII: este avance y posterior retroceso formó los primeros niveles de terrazas a más de 300 m.s.n.m. (Fase Tehuelche Temprana) posteriormente a 250-280 m.s.n.m. a medida que el hielo se retiraba al este durante la Fase Tehuelche Media (~38,000 cal. años A.P, Sagredo *et al.*, 2011); TDP I: nivel del lago a 125-155 m.s.n.m (Fase Tehuelche Tardía, >17,600–16,800. años A.P. Sagredo *et al.*, 2011) ocurrido durante el avance y retiro glacial que generarían las morrenas TDP I del lago del Toro y Sarmiento; avance TDP II–IV: fase de la Reversión fría Antártica. Se drena el lago Tehuelche aproximadamente, 12600-14800 años A.P (Moreno *et al.*, 2009). Rectángulo rojo indica el área de estudio aprox. Modificado de García *et al.* (2014).

Estas terrazas están compuestas por sucesiones rítmicas de limos y arcillas (Facies A) y gravas clasto-soportadas bien seleccionadas con estratificación cruzada (Facies B) (García *et al.*, 2014) (Figura 3.13). Los primeros forman capas horizontales con buena laminación y escasos bloques dentro de estas que las deforman, interpretados como dropstone. Mientras que las facies B han sido interpretadas por Benn y Evans (2010), como depósitos de abanicos subacuáticos.

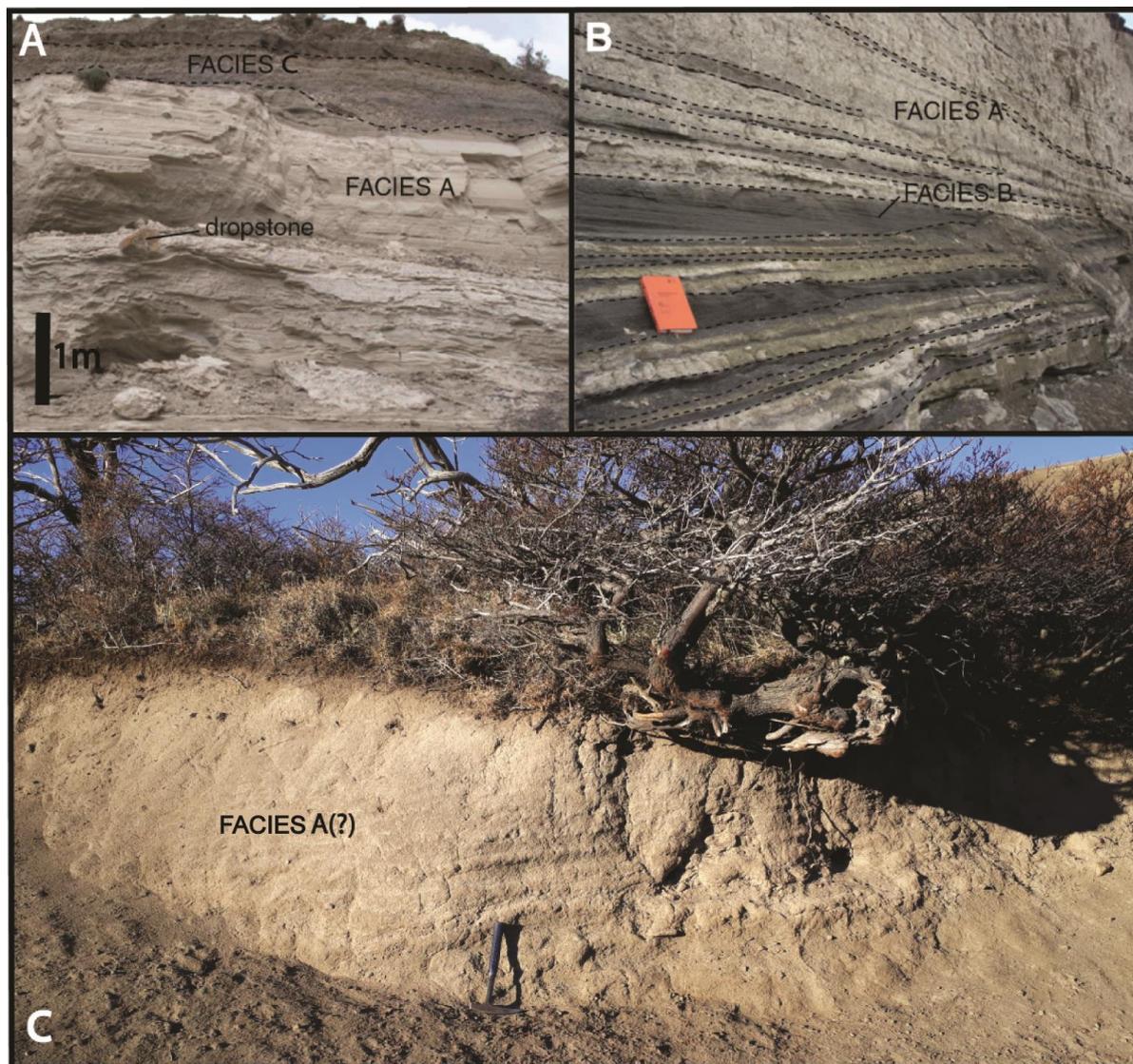


Figura 3.13. Sedimento Glacio-Lacustre. A–B: Se aprecian las facies A y B, extraídas de García *et al.* (2014); Facies A: Sedimento Glacio-Lacustre fino, laminado con presencia de dropstones. Facies B: sedimentos de abanico subacuáticos, grava de buena selección, con estratificación cruzada y estructura de tracción. Facies C: Depósito de outwash plain. C: Depósito al SW del Cañón del Toro, compuesto de limo que posiblemente corresponde a la facies A, no está del todo claro el origen del depósito dado que no se encontraron laminaciones ni estructuras sedimentarias, que pudiesen indicar un origen subacuático, por lo que podría corresponder a un depósito eólico (Loess). Fotos capturadas en terreno, editadas.

## Outwash-Plains

Al NE del lago Sarmiento (Figura 3.14), se han descrito a profundidad por García *et al.* (2012, 2014, 2015), planicies de outwash. Estos depósitos presentan escasa estratificación, de gravas clastosoportadas, redondeadas a subangulosas, coexistiendo facies de buena selección con otras de mala. El sedimento forma unidades de geometría tabular, con superficies cortadas por paleo canales (García *et al.*, 2015).

García *et al.* (2015) interpretaron que estos depósitos se generaron por la deposición de sedimento glaciofluvial, transportado por flujos canalizados entre las morrenas del sector (García *et al.*, 2014), en un sistema de canales de ríos trenzados proglaciares, (García *et al.*, 2015). Los que finalmente drenaban al Pacífico (García *et al.*, 2014).

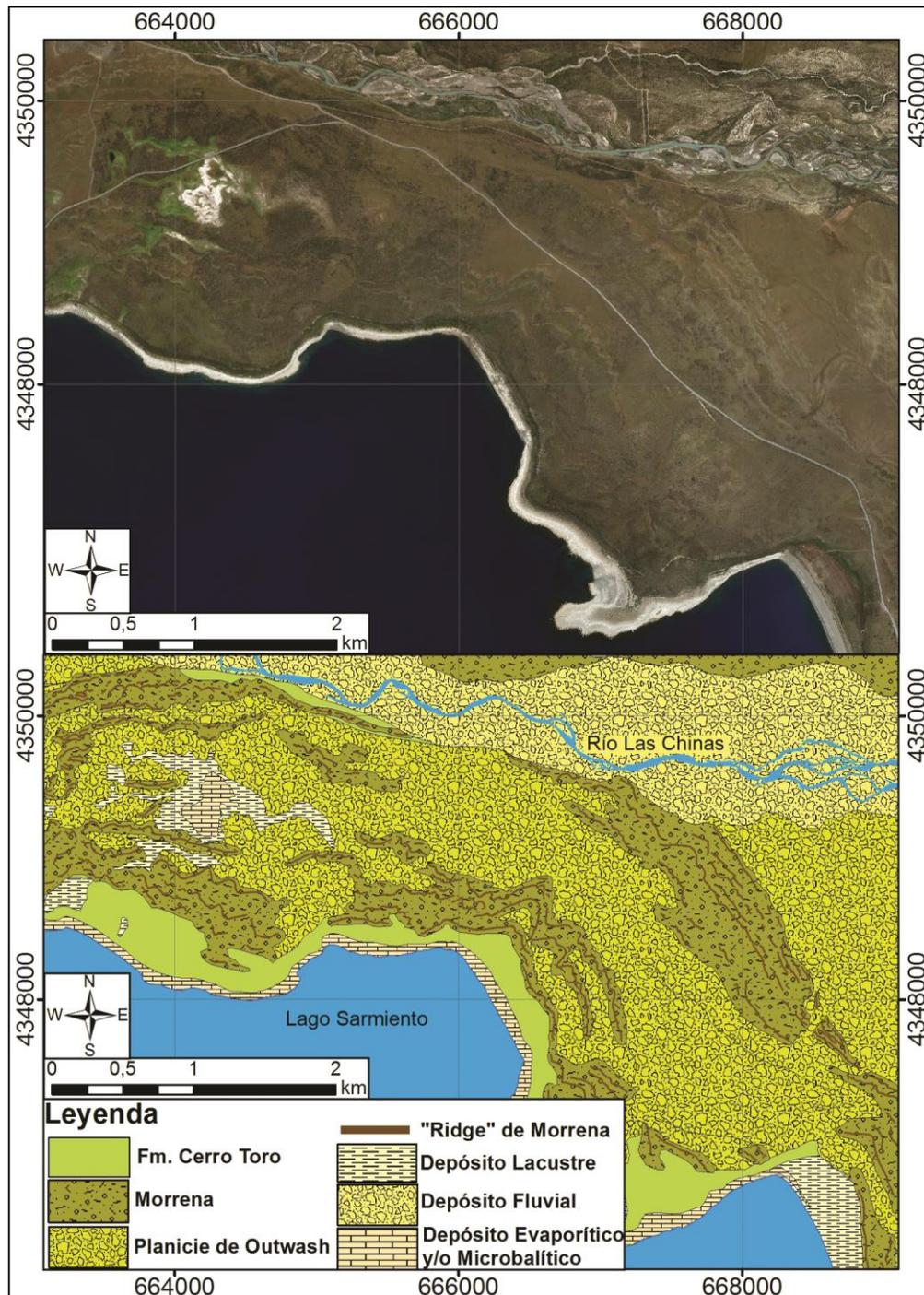


Figura 3.14. Planicies de Outwash y morrenas entre el lago Sarmiento y el río Las Chinas. Fotointerpretación sobre imagen satelital Esri Imagery View.

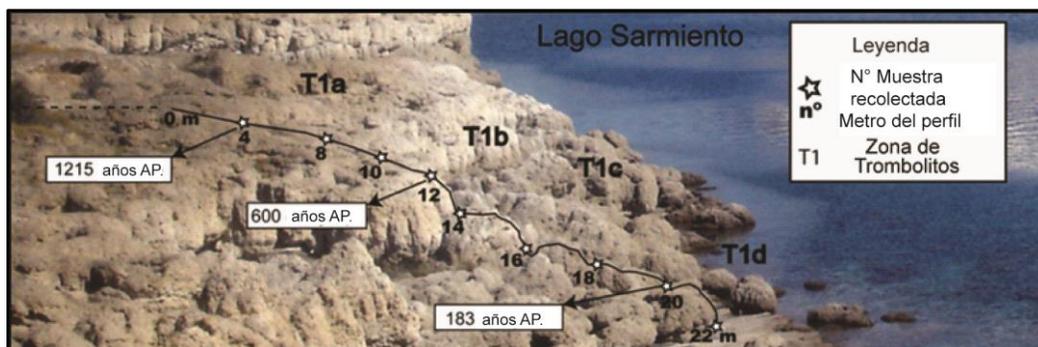
## Depósitos Evaporíticos y Microbialitas

El lago Sarmiento y Laguna Amarga tienen características comunes que proveen condiciones esenciales para el desarrollo de las comunidades microbialíticas: (1) un área que se encuentra aislada de los cursos de aguas superficiales, una condición que previene la disolución por el aporte de agua desde los ríos; (2) son lagos cerrados en un área donde la evaporación es mayor que la precipitación; (3) las rocas bajo las cuencas pertenecen a la Fm. Cerro Toro, las que proveen carbonatos a los lagos a través del proceso de lixiviación. Grandes colonias de Trombolitos están presentes en lago Sarmiento, mientras extensas colonias de Estromatolitos se desarrollan en Laguna Amarga (Solari *et al.*, 2010).

En el lago Sarmiento (Figura 3.14), colonias de bacterias, hoy sin vida, construyeron edificios de carbonatos masivos que se observan por sobre el nivel actual de lago, debido al descenso del nivel lacustre. Estos microorganismos habrían poblado el lago al menos desde hace 1215 años (Solari *et al.*, 2010), cuando las condiciones fisicoquímicas lo permitieron (Figura 3.15). Similarmente, activas colonias están hoy creciendo bajo la superficie del espejo de agua. Las colonias poseen una estructura no laminada constituida por coágulos de carbonatos, la cual se clasifica como trombolitos (Airo *et al.*, 2010).

Mientras que en laguna amarga, las condiciones físico-químicas son el reflejo de la existencia de comunidades de fitoplancton dominado por Cyanophyceae Aff. Gloescaspa y Artemia (Campos *et al.*, 1996). La laguna forma el hábitat de colonias modernas de microbialitas, las cuales se adosan sobre el fango y arena del fondo de la laguna y son cubiertas por unos pocos centímetros de agua. Los estromatolitos forman una colonia principal, que se dispone como un manto coherente que alcanza al menos 100 m de largo y 20 m de ancho, con estromatolitos con formas de bulbos y domos alargados de Este a Oeste (Solari *et al.*, 2010).

Solari *et al.* (2010), identificaron en otros cinco pequeños lagos, la presencia de comunidades microbialíticas. Además mediante fotointerpretación, todo depósito blanquecino de escasa pendiente en zonas deprimidas fue interpretado como depósitos evaporíticos.



## **Depósitos Lacustres y fango**

Mediante fotointerpretación se clasificaron como depósitos de este tipo las zonas de escasa pendiente, en zonas deprimidas y rellenas de sedimento, comúnmente cercano a lagos, lo que se complementó con los mapas de García *et al.* (2015); Solari *et al.* (2010); Gonzales *et al.* (2008).

Estos depósitos tienen una mayor representación en los cientos de lagos y depresiones del sector centro-sur del área de estudio, como también en las costas de los lagos Sarmiento, Amarga y Azul entre otros.

## **Depósitos Fluviales**

Como se puede apreciar en el mapa, las principales zonas con depósitos fluviales se encuentran en las inmediaciones de los ríos Paine y Las Chinas.

## **Depósitos Aluviales**

Los depósitos aluviales se encuentran a lo largo de toda la zona de estudio. Se desarrollan donde una quebrada pierde el encajonamiento que le proporcionan los altos topográficos que la rodean. Dispersando los sedimentos con una geometría de abanico comúnmente.

## **Depósitos Coluviales**

Las zonas con presencia de coluvios, son aquellas zonas de alta pendiente, donde existe desprendimiento de bloques, los que caen y se depositan donde la ladera disminuye su pendiente, a escasa distancia desde la fuente. El mayor desarrollo de coluvios en la zona de estudio se da en el sector del Macizo Paine (Figura 3.16).

## **Glaciares**

Los principales glaciares del área de estudio se encuentran en el Macizo Paine, dado que en ese sector están las mayores alturas del área, lo que permite su desarrollo. Tomando como base lo realizado por Domínguez (2008) y mediante fotointerpretación, se perfeccionó su mapa (Figura 3.16) Donde se clasificaron los glaciares en Descubiertos, Cubiertos y de Roca.

Finalmente en el Mapa Geomorfológico (Figura 3.17) se muestra la distribución de los distintos depósitos mapeados en el área.

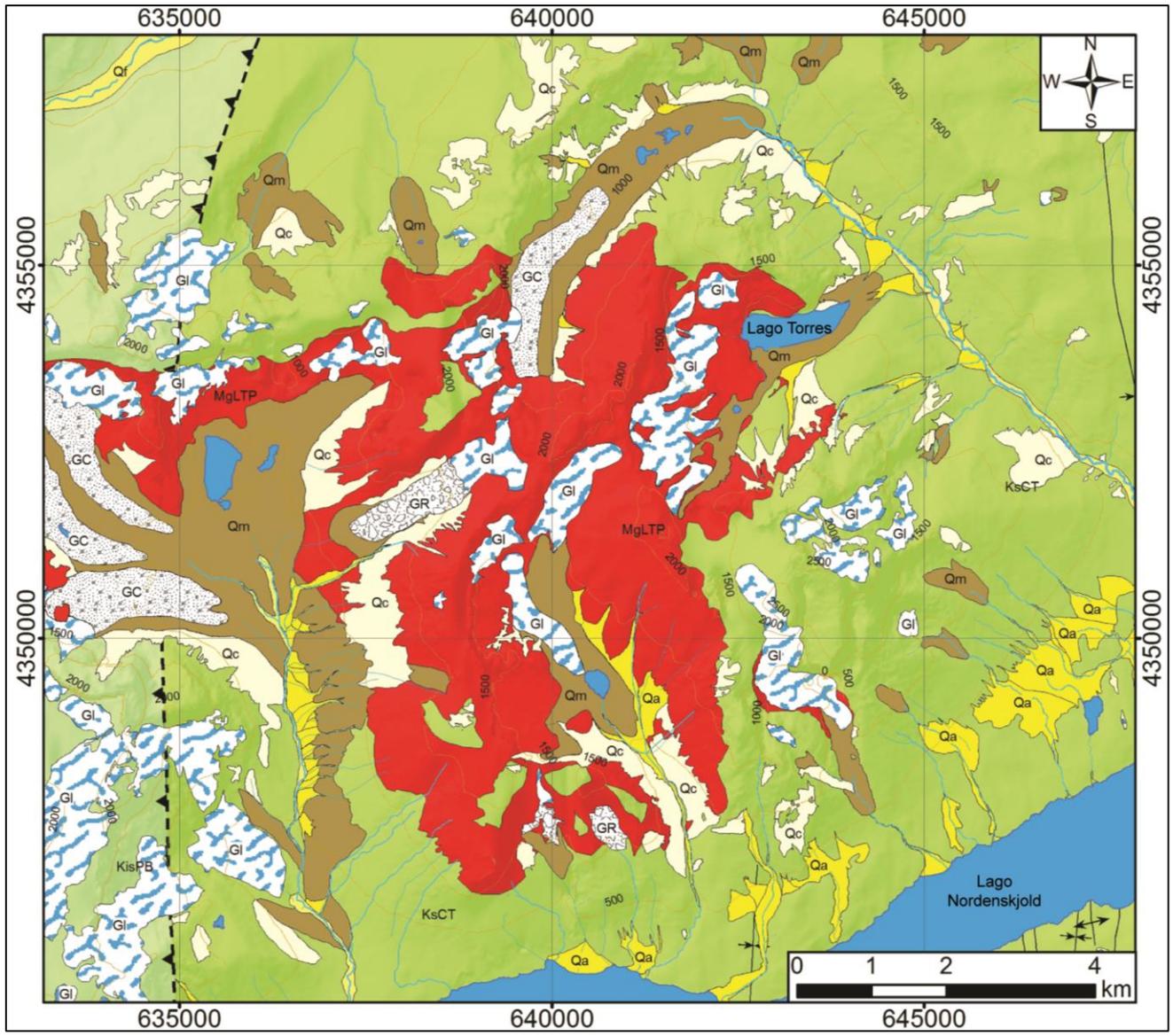


Figura 3.16. Mapa Geológico a escala 1:100000, del sector macizo Paine, (Leyenda en Figura 3.2).

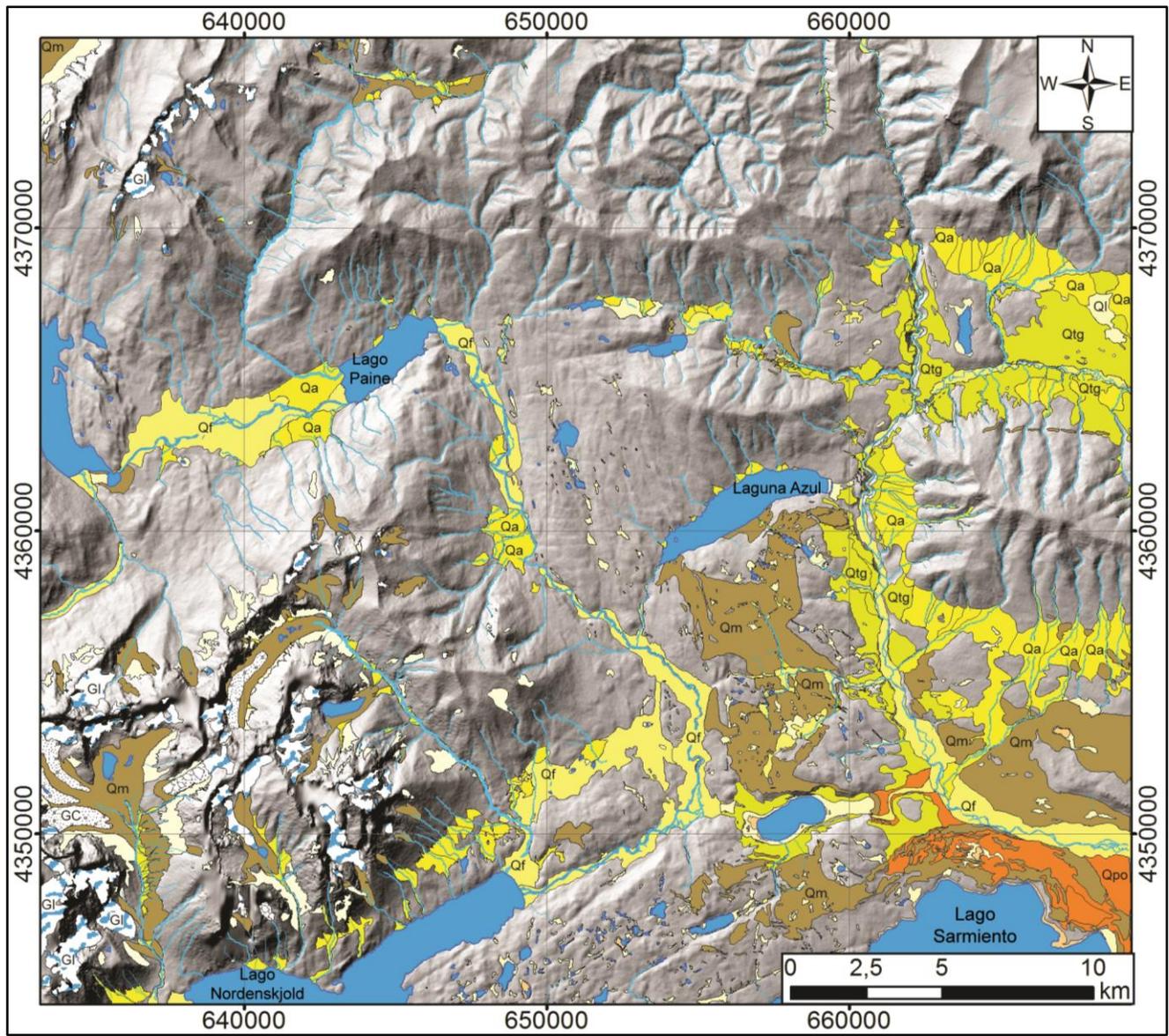


Figura 3.17. Mapa geomorfológico a escala 1:200000. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar (Leyenda en Figura 3.2).

### **3.1.3 Geología Estructural**

#### **Falla Río Nutria**

Como se mostró anteriormente, la Falla Río Nutria es una estructura de orientación Norte-Sur, de cinemática inversa, vergente al este, que monta la Fm. Punta Barrosa sobre Fm. Cerro Toro (e.g. Fosdick *et al.*, 2011, 2013, y Ghiglione *et al.*, 2009). Se ubica en el sector oeste del área de estudio. No se visitó en terreno esta falla ni tampoco se aprecia en las imágenes satelitales, por lo que se trazó siguiendo la traza propuesta por Fosdick *et al.* (2011) y Ghiglione *et al.* (2009) (Figura 3.18).

#### **Falla Toro**

Como se mostró en el capítulo anterior, la Falla Toro es una estructura ciega de orientación Norte-Sur, de cinemática inversa, vergente al este, con un nivel de despegue profundo de más de 15 km, la cual ha sido descrita al SE del área de estudio (Figura 2.9). Esta falla generaría el basculamiento al este del paquete sedimentario por ella afectado, (eg. Fosdick *et al.*, 2011, 2013 y Ghiglione *et al.*, 2009). Dado que las rocas en el sector este del área de estudio (Rio Las Chinas, Sierra Contreras, Cerro Donoso, etc.), se encuentran basculadas al este, formando un anticlinal vergente al este de gran longitud de onda (12 km), se le dio continuidad a la falla hacia el norte, en una traza inferida que cruza la totalidad del área de estudio (Figura 3.18).

#### **Lineamientos**

En la zona de estudio se encontraron numerosos lineamientos, muchos de estos visibles incluso en imágenes satelitales, los que fueron preliminarmente interpretados como fallas, constatándose esto con el trabajo en terreno. Estos lineamientos se describen con mayor detalle en el subcapítulo siguiente (Figura 3.18).

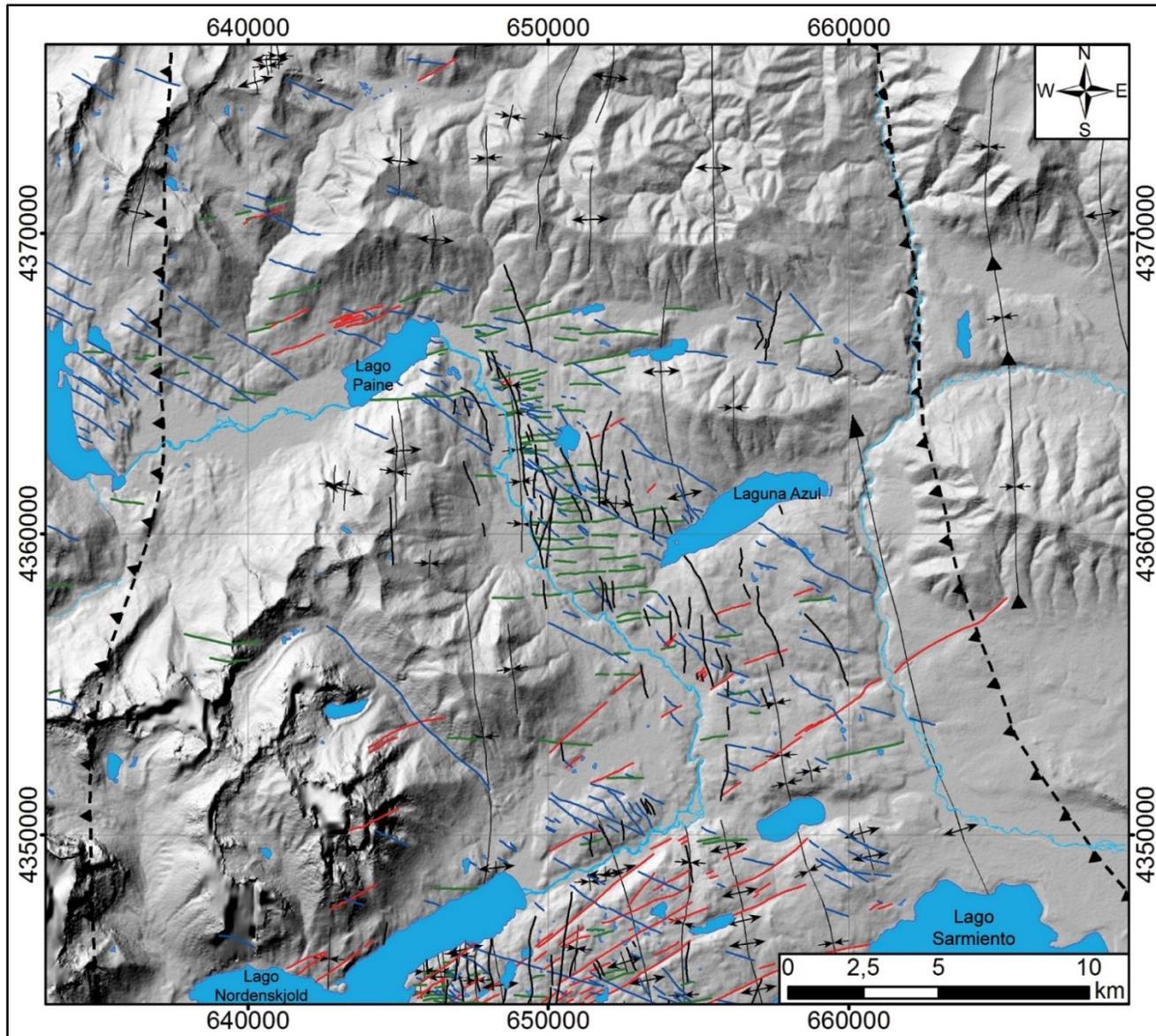


Figura 3.18. Mapa Estructural. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar (Leyenda en Figura 3.2).

### 3.2 Caracterización de Lineamientos

Gran parte de la zona de estudio presenta numerosas lineamientos, observables fácilmente en imágenes satelitales, estos lineamientos poseen ciertas orientaciones preferentes, por lo que se procede a obtener los rumbos de estas estructuras, posteriormente, para su visualización, se obtiene el diagrama de roseta (Figura 3.19) y el histograma (Figura 3.20), que se muestran a continuación, donde se puede apreciar la existencia de hasta 4 orientaciones de mayor prevalencia.

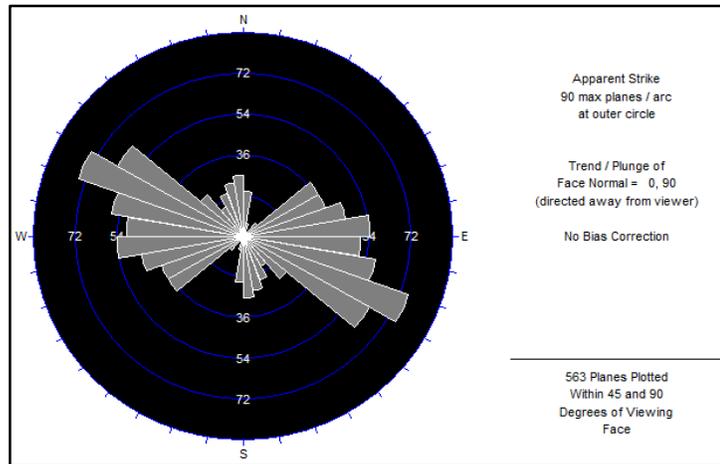


Figura 3.19. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 563 lineamientos mapeados en el área de estudio (Cada clase corresponde a un intervalo de 10°). Imagen elaborada con software Dips.

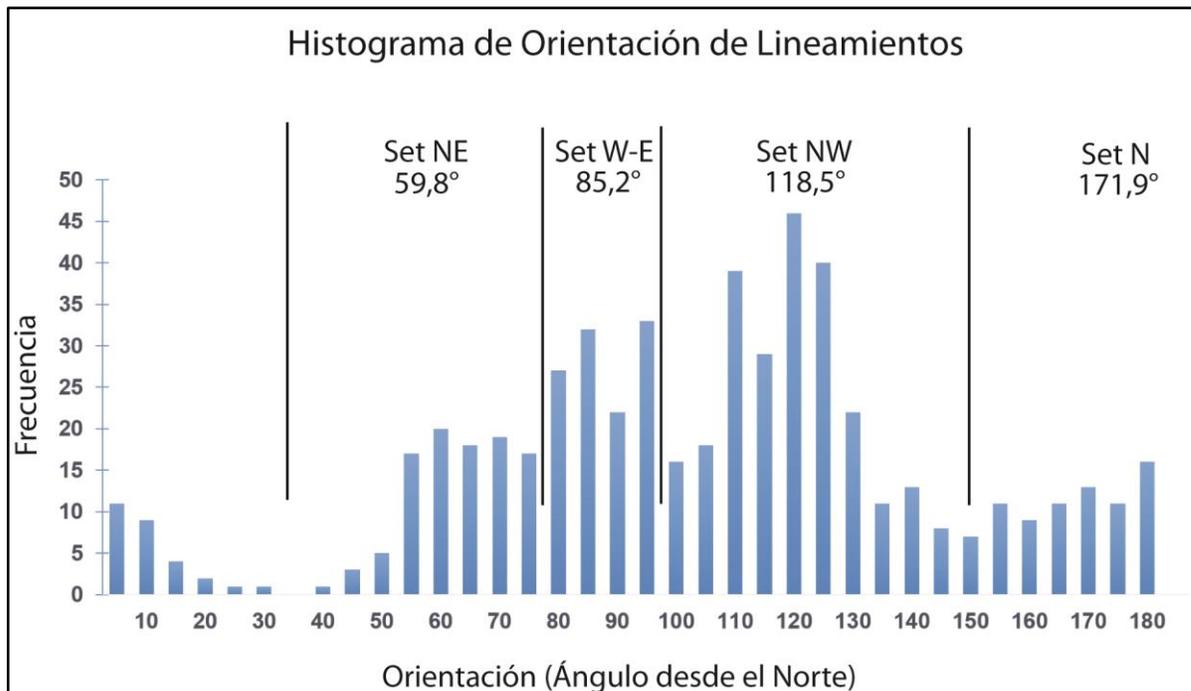


Figura 3.20. Histograma con las orientaciones de todos los lineamientos mapeados.

A continuación se resumen las orientaciones cada uno de los Sets (Tabla 3.1).

Tabla 3.1. Resumen de las orientaciones de cada Set.

| Set\Dato | Cantidad | Rumbo* Promedio [°] | Desv.Est. Rumbo [°] | Rumbo* Min [°] | Rumbo* Max[°] |
|----------|----------|---------------------|---------------------|----------------|---------------|
| Set N    | 101      | 171,93              | 12,96               | 148,58         | 27,27         |
| Set NW   | 239      | 118,52              | 11,518              | 96,46          | 148,48        |
| Set NE   | 90       | 59,77               | 7,63                | 38,28          | 72,35         |
| Set W-E  | 133      | 85,21               | 6,83                | 72,71          | 96,46         |

\*Ángulo de Strike desde el Norte en sentido Horario.

A continuación se describe cada Set;

### 3.2.1 Lineamientos de orientación N

Este set lo componen (101) lineamientos, se distribuye principalmente en el sector central del área de estudio (Figura 3.21), cuya litología corresponde a las lutitas de la Fm. Cerro Toro. Para visualizar de mejor manera la distribución del Set, se genera un mapa de densidad de lineamientos (Figura 3.21). Este mapa, se elaboró dividiendo la zona en una grilla con cuadrados de 2x2 km, luego se midió la cantidad de metros de falla por unidad de superficie dentro de estos cuadrados, dando un valor representativo para el centro de cada cuadrado, finalmente mediante una interpolación de inversos de la distancia (herramienta IDW de ArcGIS 10.5), considerando los 12 datos más cercanos para cada punto, se generó el mapa.

Las orientaciones de este set fluctúan entre rumbos de N31,42°W a N27,27°E, con una media en N8,07°W y una desviación estándar de 12,96° (Tabla 3.1, Figura 3.22). Estos lineamientos corresponden a fallas inversas (Figura 3.23 y Figura 3.24).

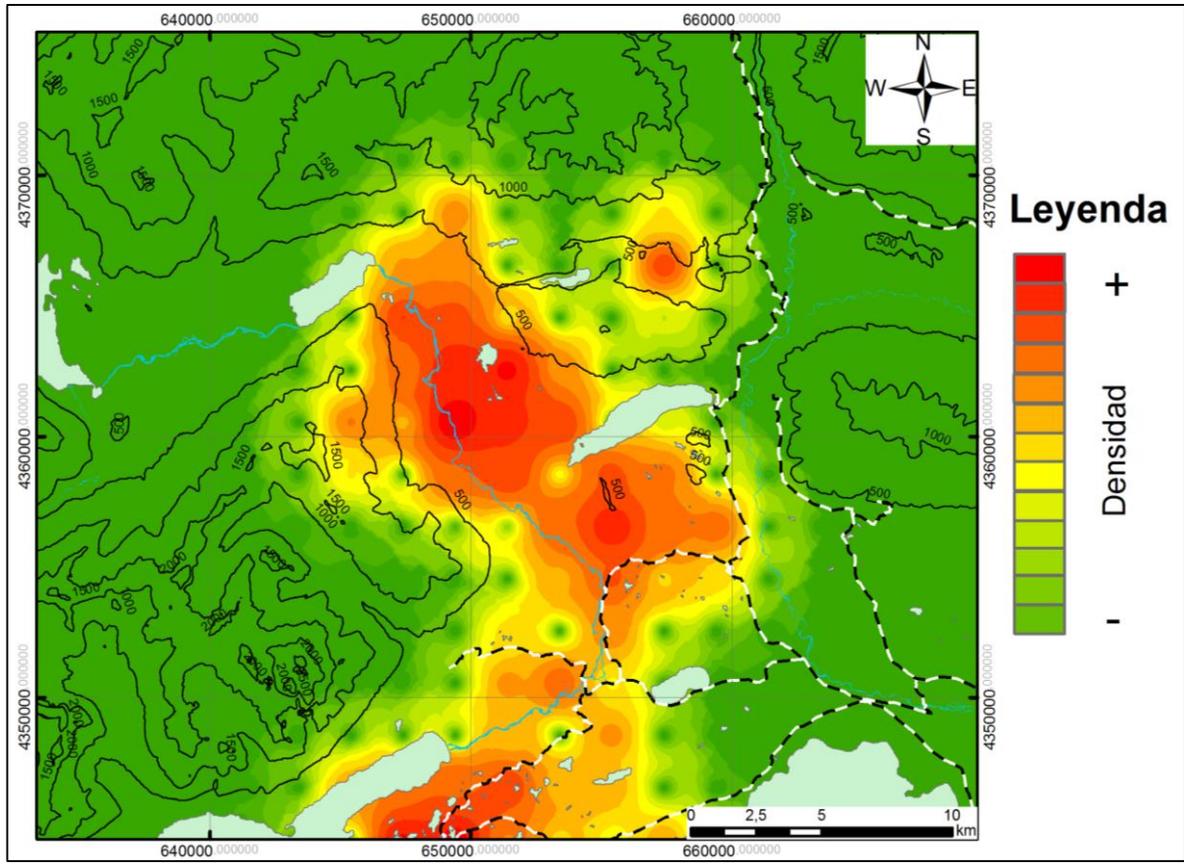


Figura 3.21. Mapa de densidad de lineamientos (Set N). Se aprecia una mayor presencia de lineamientos del Set N en el sector central del área de estudio. Mapa elaborado con herramienta IDW de ArcGIS 10.5.

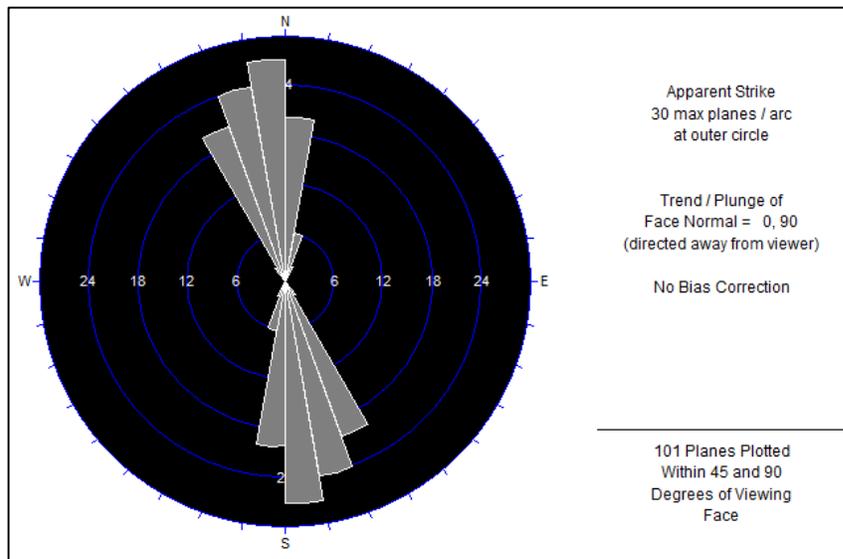


Figura 3.22. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 101 lineamientos del Set N (Cada clase corresponde a un intervalo de 10°). Imagen elaborada con software Dips.

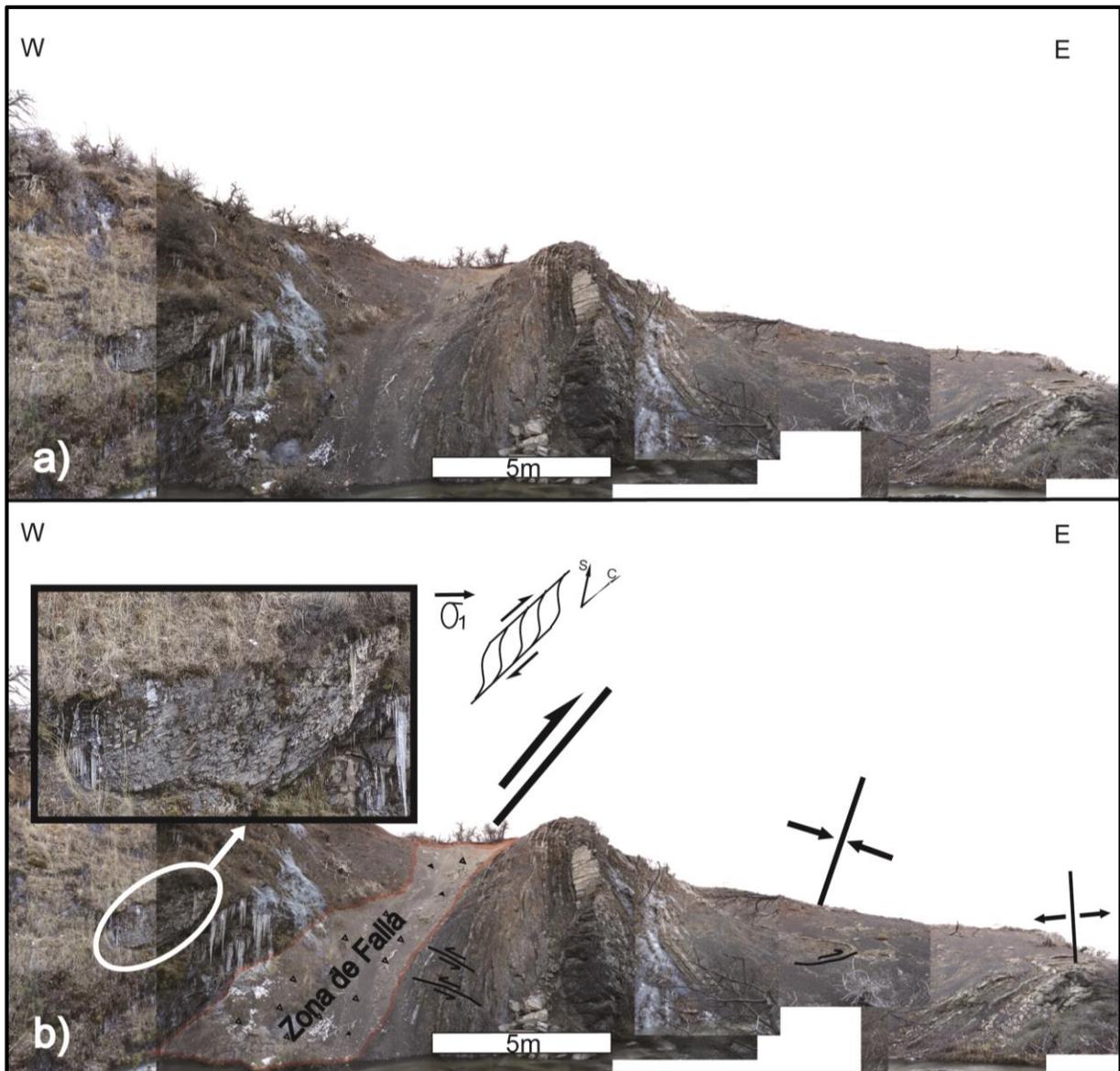


Figura 3.23. Falla inversa de orientación Norte-Sur, vergente al este, correspondientes al Set N, en el sector de “El Puesto” (2 km al este de la laguna Stokes). a) Vista sin interpretación. b) Vista interpretada. En el bloque colgante se encontraron indicadores cinemáticos S-C que indican un Sigma1 horizontal de orientación W-E aproximadamente. El desplazamiento generó un pequeño sinclinal de arrastre. Fotos capturadas en terreno.

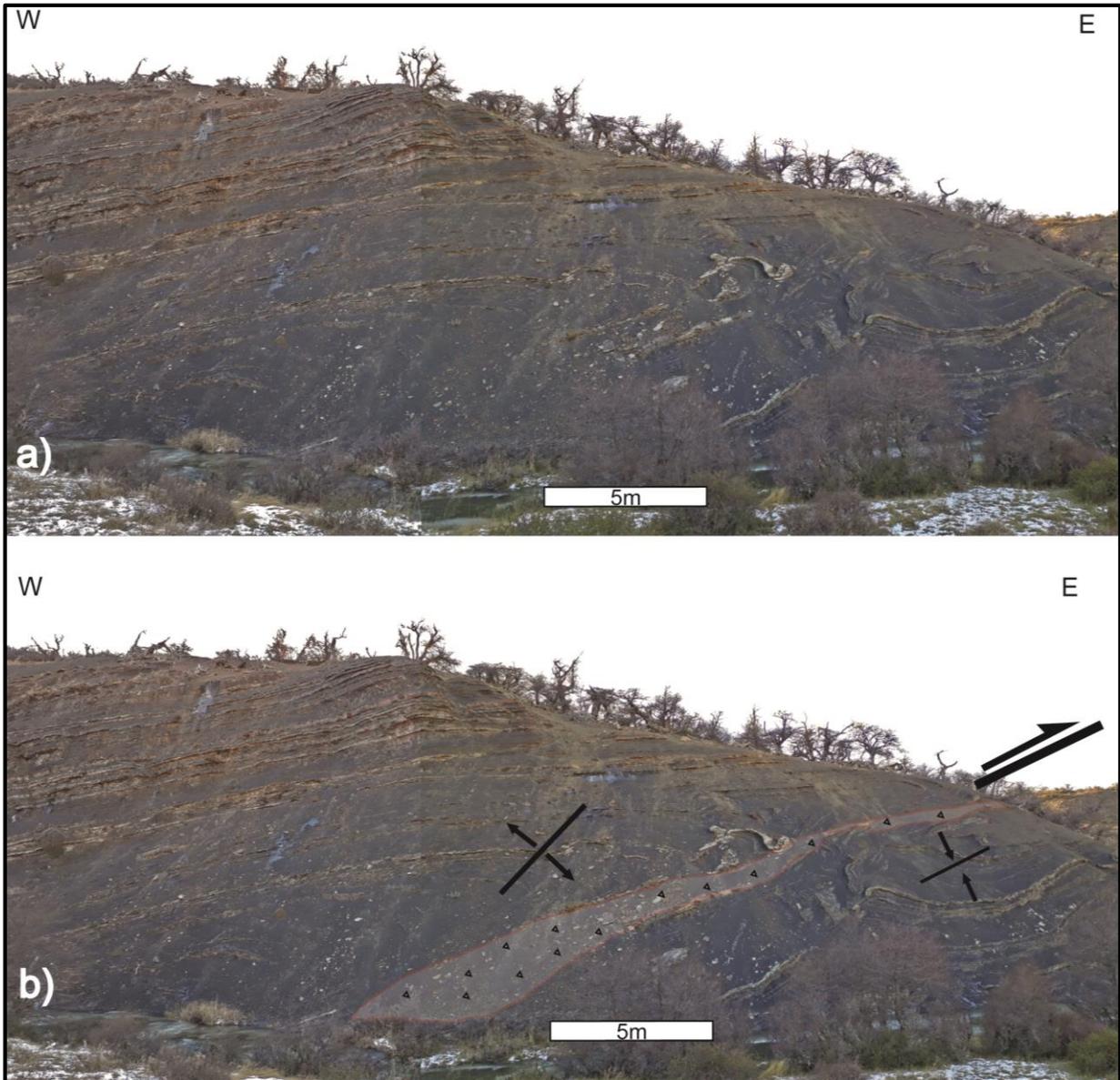


Figura 3.24. Falla inversa vergente al este ubicada 250 m al este de falla de figura anterior. a) Vista sin interpretación b) Vista interpretada. Se aprecia intensa deformación en las lutitas del footwall. Fotos capturadas en terreno.

### 3.2.2 Lineamientos de orientación NW

Este set lo componen (239) lineamientos, se distribuye por gran parte del área de estudio (Figura 3.25), cuya la litología corresponde a las Fms. Punta Barrosa y Cerro Toro. Las orientaciones de este set fluctúan entre rumbos de N83,63°W y N31,52°W con una media en N61,57°W y una desviación estándar de 11,58° (Tabla 3.1, Figura 3.26). Estos lineamientos corresponden a fallas de rumbo sinistral (Figura 3.27 y 3.28).

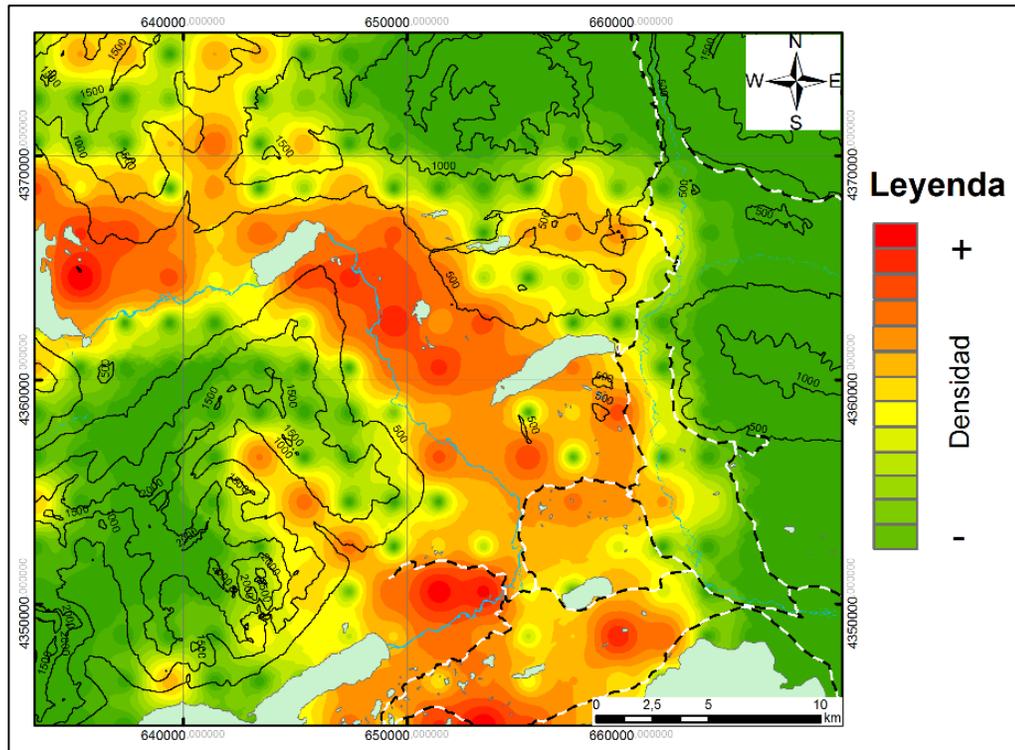


Figura 3.25. Mapa de densidad de lineamientos (Set NW). Se aprecia una mayor presencia de lineamientos del Set NW en el sector central y NW del área de estudio. Mapa elaborado con herramienta IDW de ArcGIS 10.5.

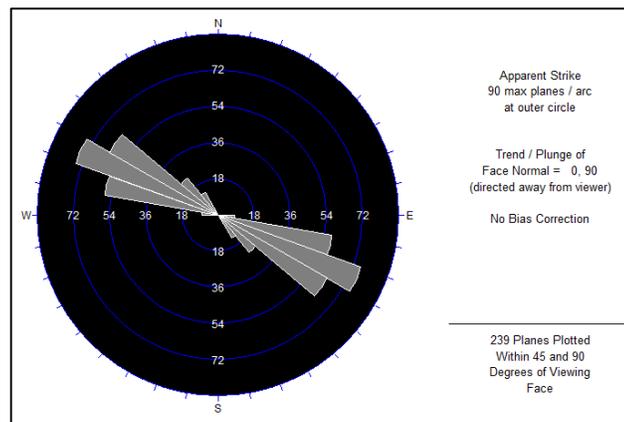


Figura 3.26. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 239 lineamientos del Set NW (Cada clase corresponde a un intervalo de 10°). Imagen elaborada con software Dips.

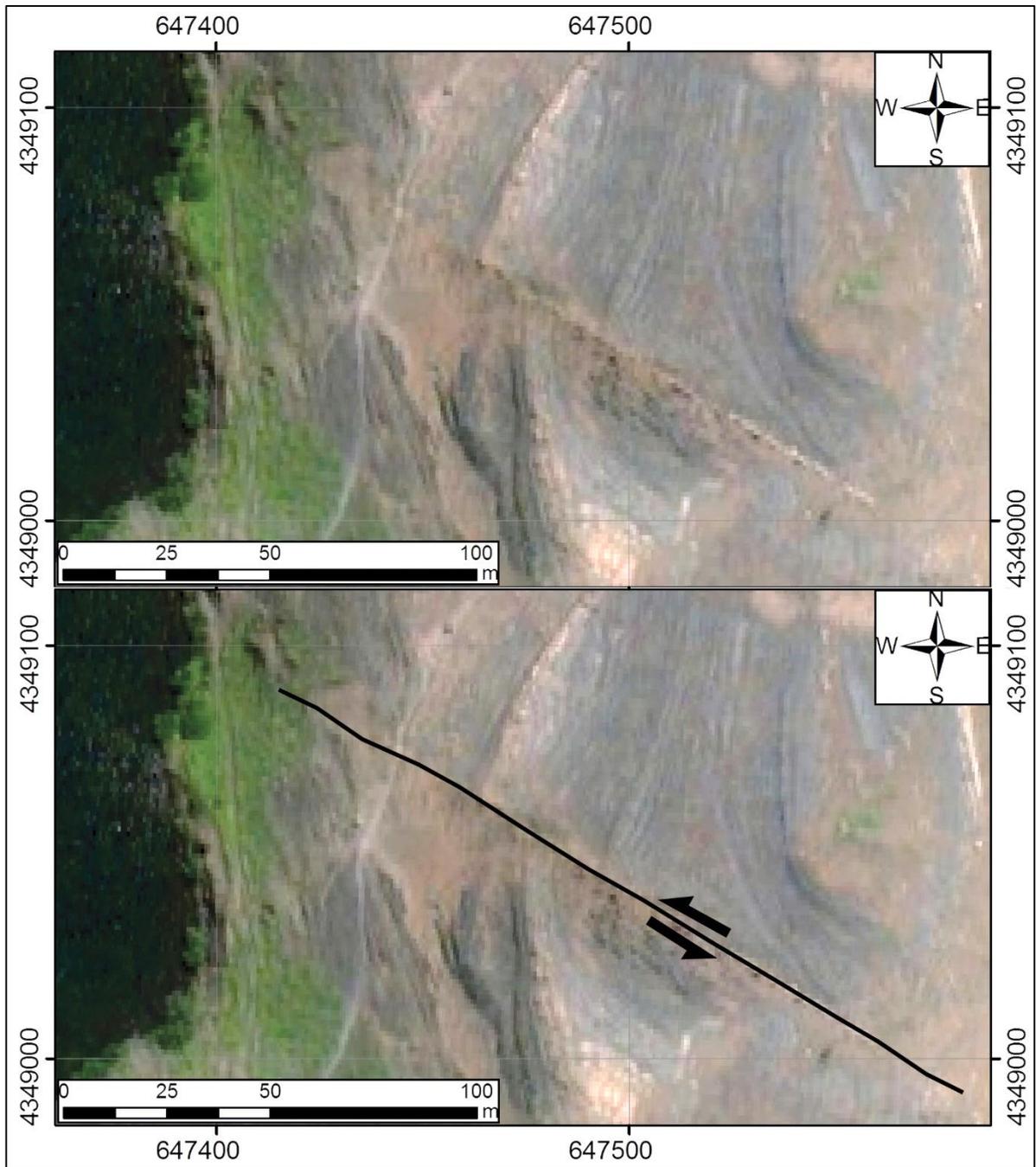


Figura 3.27. Falla del Set NW en las cercanías del lago Nordenskjöld, donde se aprecia su cinemática sinistral. Fotointerpretación sobre imagen satelital Esri Imagery View.

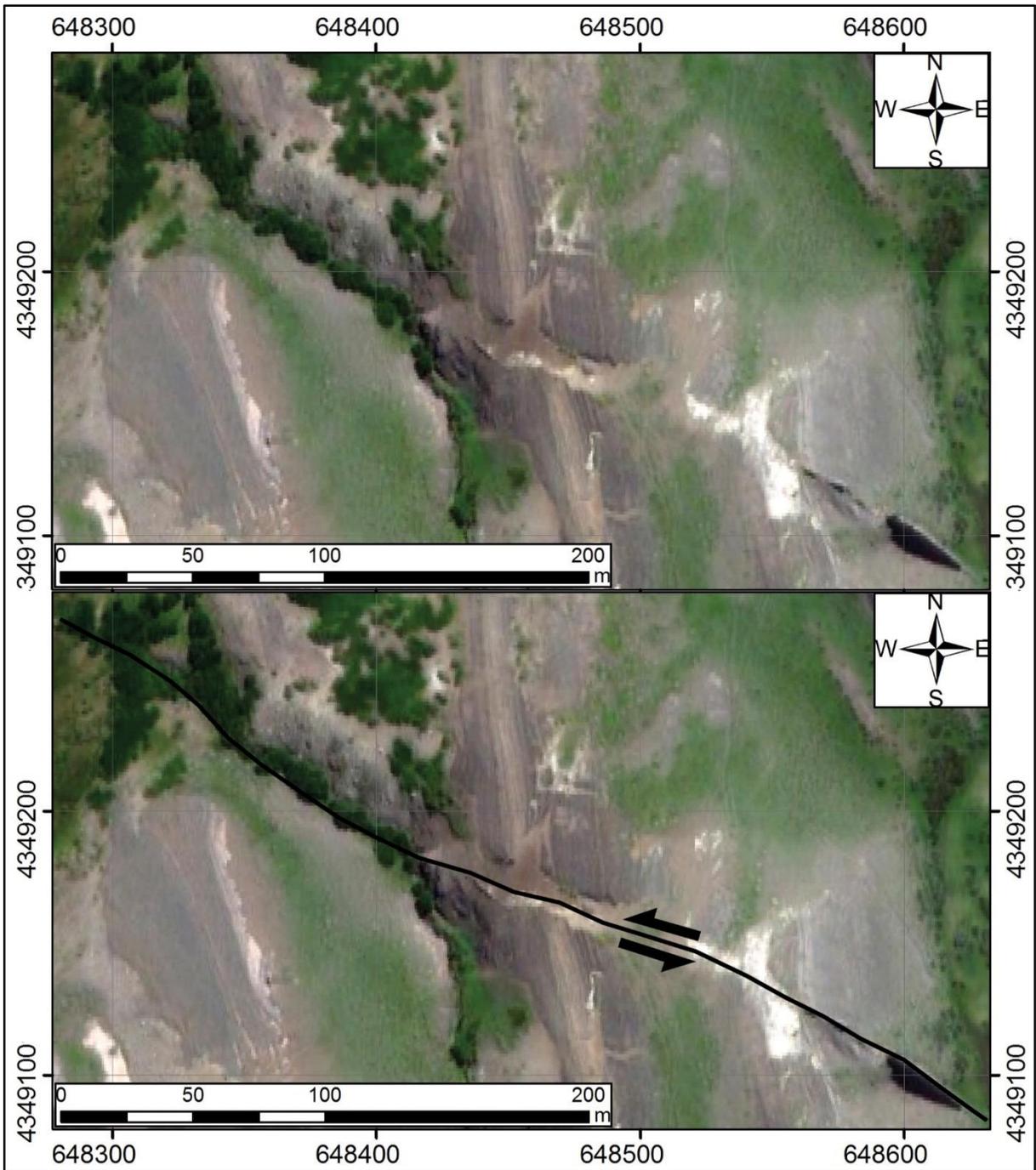


Figura 3.28. Falla del Set NW en las cercanías del lago Nordenskjöld, donde se aprecia su cinemática sinistral. Fotointerpretación sobre imagen satelital Esri Imagery View.

## Falla Vega Capón

La Falla Vega Capón corresponde a una estructura del Set NW. Tiene una orientación de N 58°W. Se extiende en el sector de la laguna Azul por al menos 10 km, desde aproximadamente el río Las Chinas 3,5 km al Sur de la Portería Laguna Azul, hasta 2 km al este de la laguna Cebolla aproximadamente, en una traza que se le podría dar continuidad hacia el NW a través de numerosos steps-overs, hasta al menos el lago Dickson (35 km), con una geometría en echelon (Figura 3.29). Pertenece al Set NW, por lo que tendría una cinemática de rumbo sinistral. Se midió el manto con método de los tres puntos con lo que se obtiene un manto de ~80° al NE.

En imágenes satelitales se aprecia en la orilla NE de la Vega Capón (Figura 3.29), una morfología que aparenta ser una morrena cortada y desplazada a lo largo de la falla (Figura 3.30). El posible desplazamiento relativo entre las partes de la morrena es de  $10 \pm 2,5$  m.

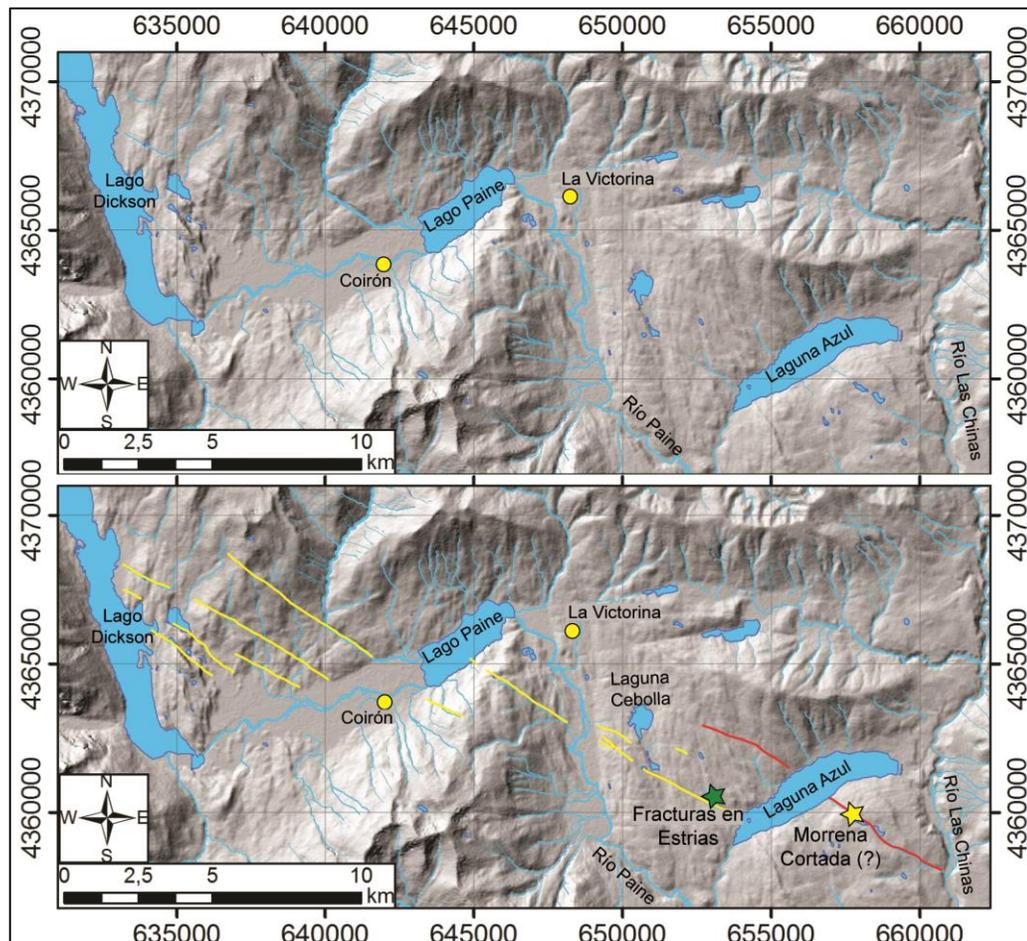


Figura 3.29. Falla Vega Capón. En rojo la traza de falla Vega Capón (10 km). En amarillo posible continuación de la Falla Vega Capón, interrumpida por numerosos steps-overs, adquiriendo geometría en echelon. En conjunto traza roja y amarilla totalizan 35 km. Estrella amarilla indica ubicación de morrena posiblemente cortada y desplazada por acción tectónica, estrella verde indica ubicación de fracturas que cortan estrías. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar.

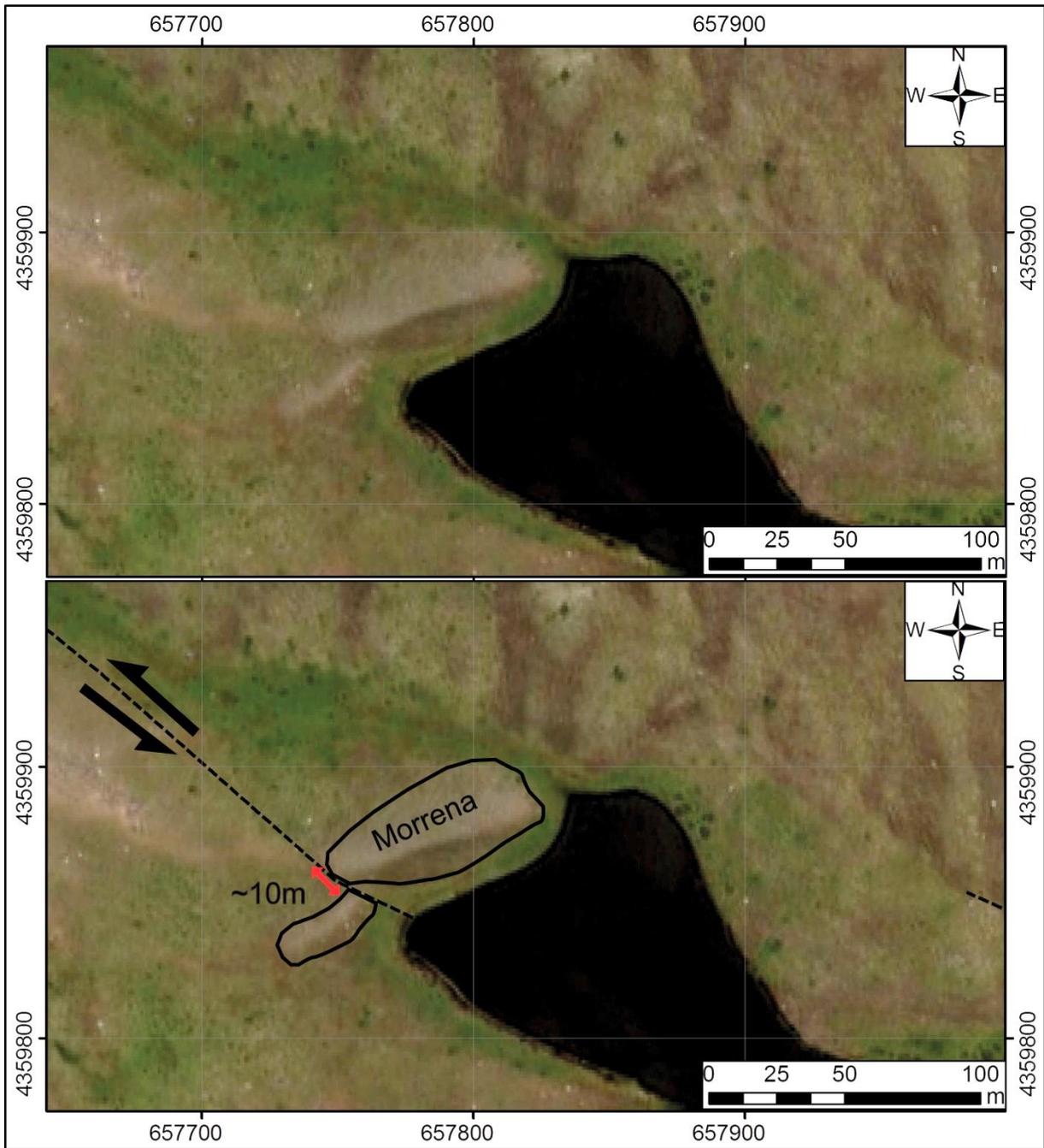


Figura 3.30. Falla Vega Capón en el sector de Vega Capón. Se aprecia una morrena aparentemente cortada por la falla y desplazada  $10 \pm 2,5$  m, en sentido sinistral. Imagen superior sin interpretar, imagen inferior fotointerpretación sobre imagen satelital Esri Imagery View.

Cabe destacar la incerteza del origen de esta morfología la que podría no corresponder a una única morrena cortada y desplazada por acción tectónica, sino simplemente a dos morrenas cercanas que se depositaron a esta distancia una de otra o ser únicamente una forma de erosión que dio lugar a esta geomorfología, desechando la evidencia de actividad neotectónica.

Por otro lado, en el camino a La Victorina, 2,5 km al SE de la laguna Cebolla, a 40 m al N de la posible continuación hacia el NW (luego de un step-over) de la Falla Vega Capón (Figura 3.29 y Figura 3.31), existe una superficie de roca pulida por acción glacial, la que a su vez tiene fracturas que cortan las estrías (Figura 3.32). Se obtuvieron tres Sets principales de fracturas (Figura 3.33);

Set F1, con una orientación de N51° E.

Set F2, de orientación N82°E.

Set F3, de orientación N113°E.

Mientras que las estrías tienen una orientación de N138°E, con un sentido de avance glacial hacia el SE.

El set F1 de orientación N51°E, es perpendicular al sentido de avance glacial (estrías), además se encuentra intensamente fracturado. Mientras que los otros Sets no se aprecian afectados por la acción glacial.

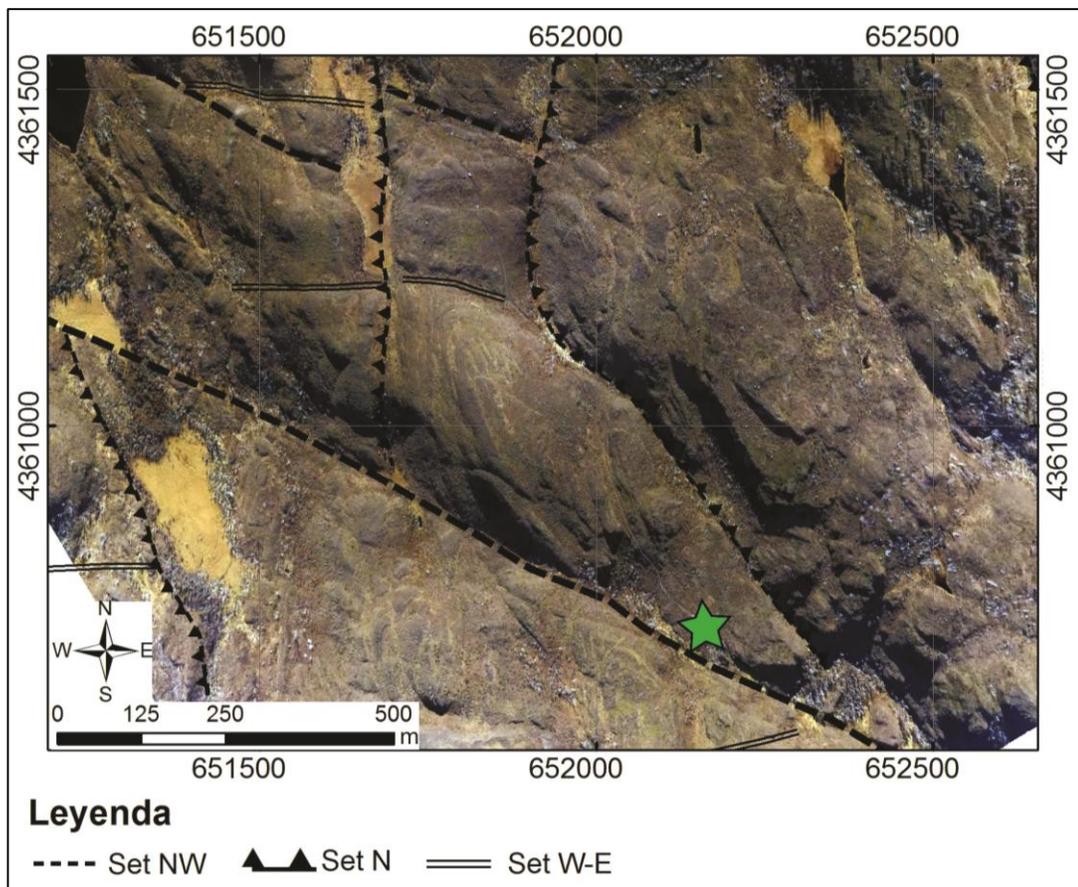


Figura 3.31. Camino a la Victorina, 2,5 km al SE de la laguna Cebolla. Estrella indica el lugar donde se encontraron fracturas cortando estrías glaciares. La imagen es el modelo 3D del sector Laguna Cebolla elaborada a partir de fotografías aéreas capturadas con dron (ver Anexo D).

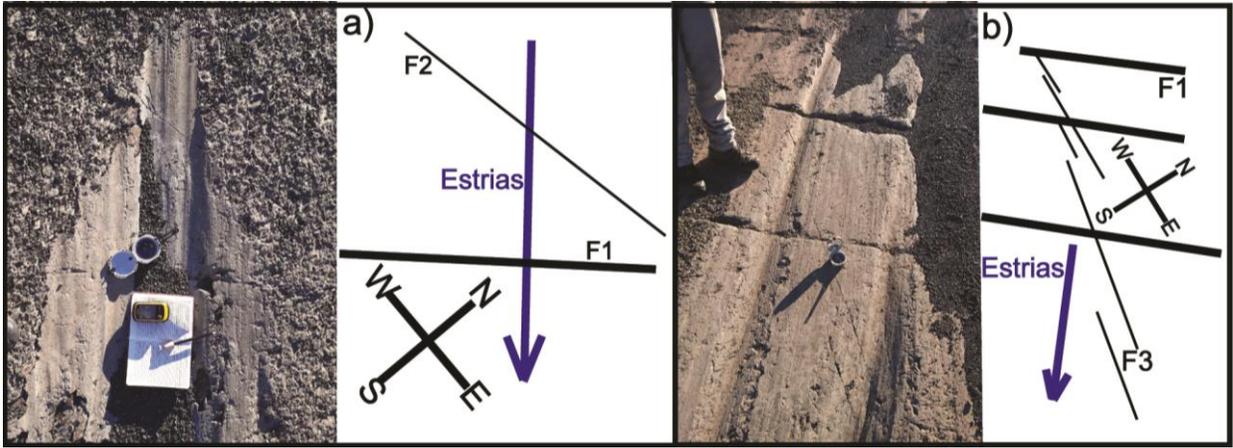


Figura 3.32. Fracturas cortando estrías glaciares. Fotos capturadas en terreno, editadas.

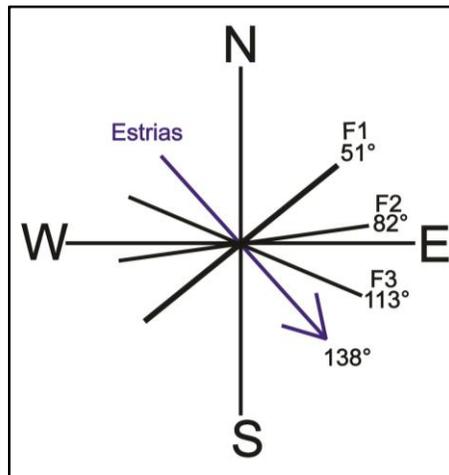


Figura 3.33. Orientaciones de las fracturas y estrías encontradas en el camino a La Victorina (Figura 3.31). Flecha azul indica sentido de avance glaciar.

### 3.2.3 Lineamientos de orientación NE

Este set lo componen (90) lineamientos, se distribuye principalmente en el sector centro-sur de área de estudio (Figura 3.34), cuya litología corresponde a la Fm. Cerro Toro. Las orientaciones de este set fluctúan entre  $N38,28^{\circ}E$  y  $N72,35^{\circ}E$ , con una media en  $N59,77^{\circ}E$  y una desviación estándar de  $7,63^{\circ}$  (Tabla 3.1 y Figura 3.35). Estos lineamientos corresponden a fallas de rumbo dextral (Figura 3.36).

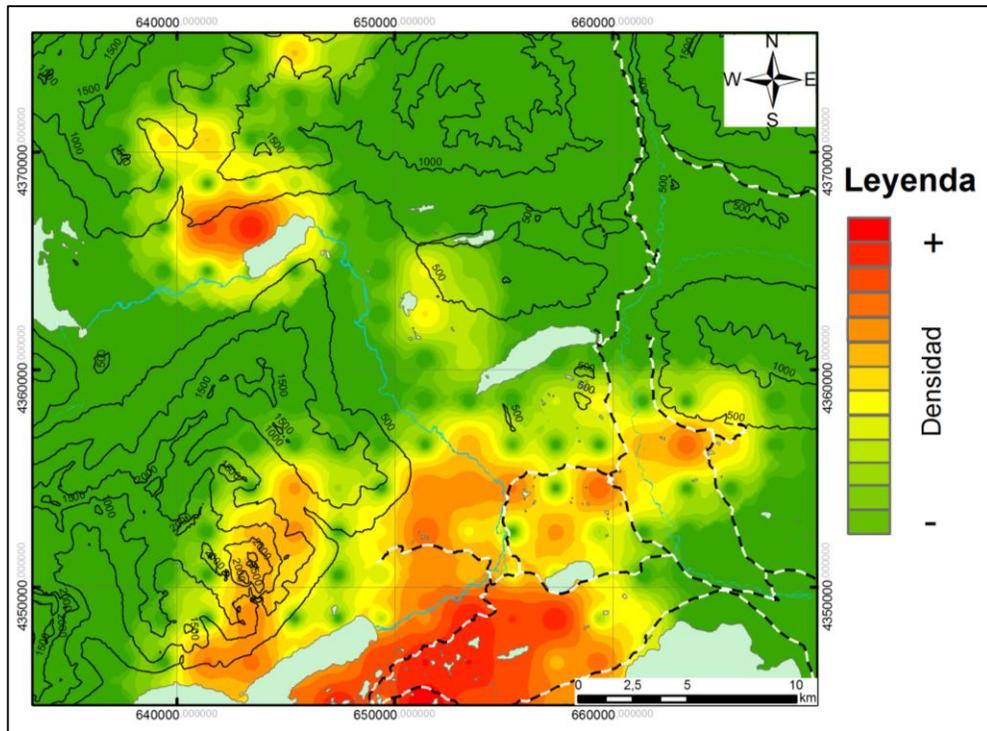


Figura 3.34. Mapa de densidad de lineamientos (Set NE). Se aprecia una mayor presencia de lineamientos del Set NE en el sector centro-sur del área de estudio. Mapa elaborado con herramienta IDW de ArcGIS 10.5.

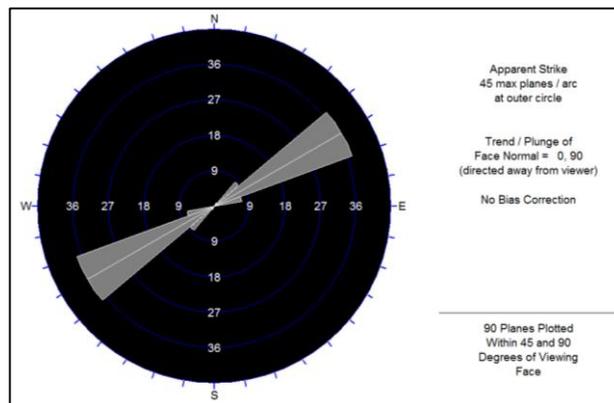


Figura 3.35. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 90 lineamientos del Set NE (Cada clase corresponde a un intervalo de  $10^{\circ}$ ). Imagen elaborada con software Dips.



Figura 3.36. Ejemplos de fallas del Set NE ubicadas 1,5 km al NW del lago Paine, donde se aprecia su cinemática dextral. Arriba imagen sin interpretar, abajo misma imagen interpretada. Fotointerpretación sobre imagen de Google Earth.

A continuación se muestran observaciones geomorfológicas de las Fallas Laguna Amarga y Terraza Las Chinas, las que pertenecen a este Set.

### Falla Laguna Amarga

La Falla Laguna Amarga corresponde a una estructura del Set NE, posee una orientación de N 57°E. Se extiende al Sur de la laguna Amarga por al menos 3 km, desde aproximadamente 1 km al norte de la laguna Goic hasta la orilla SE de la Laguna Amarga (Figura 3.37). Al pertenecer al Set NE, se propone una cinemática de rumbo dextral.

Como se aprecia en las imágenes satelitales, las terrazas lacustres al sur de la Laguna Amarga, han sido cortadas por la incisión generada por un estero, el que nace 5 km al sur de la laguna, que luego de tomar un curso al norte, intersecta la traza de la Falla Laguna Amarga, continuando por esta hacia el NE, cortando las terrazas (Figura 3.37).

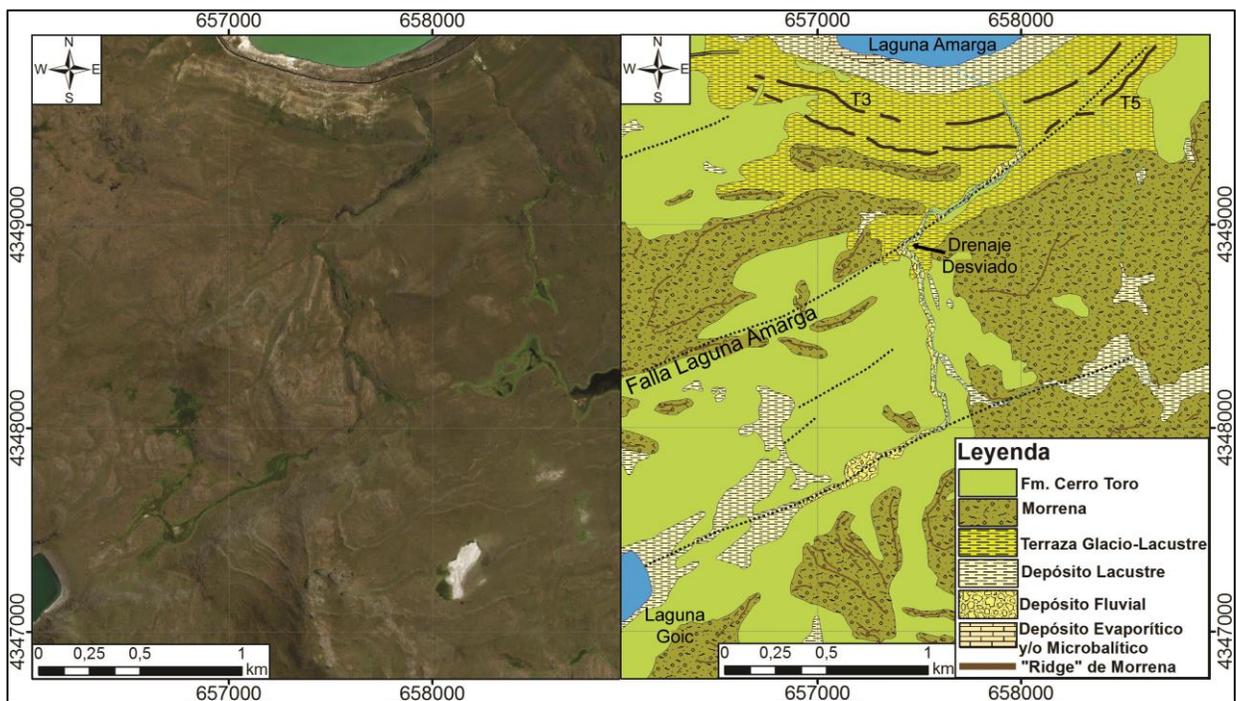


Figura 3.37. Falla Laguna Amarga, entre Laguna Amarga y Laguna Goic, se muestran además las terrazas T3 y T5 definidas por Solari *et al.* (2012). Se aprecia que el curso de agua es desviado siguiendo la traza de la falla, mientras que esta corta la terraza (T5). Fotointerpretación a partir de imagen Esri Imagery View.

## Falla Terraza Las Chinas

La Falla Terraza Las Chinas corresponde a una estructura del Set NE. Se extiende por la zona centro sur del área de estudio por hasta 34 km, desde aproximadamente las cercanías del lago Pehoé, (fuera del área de estudio, correlación con Gonzales *et al.* 2008), hasta el NE del río Las Chinas, en una traza discontinua, con steps-over de hasta aproximadamente 500 m (Figura 3.38). Tiene una orientación de N57°E y un manto medido con “regla de los tres puntos”, de ~45° al NW (Figura 3.39). Pertenece al Set NE, por lo que tendría, *a priori*, una cinemática de rumbo dextral, sin embargo, como se muestra a continuación, tendría también desplazamiento en la componente inversa (Figura 3.39 a 3.45).

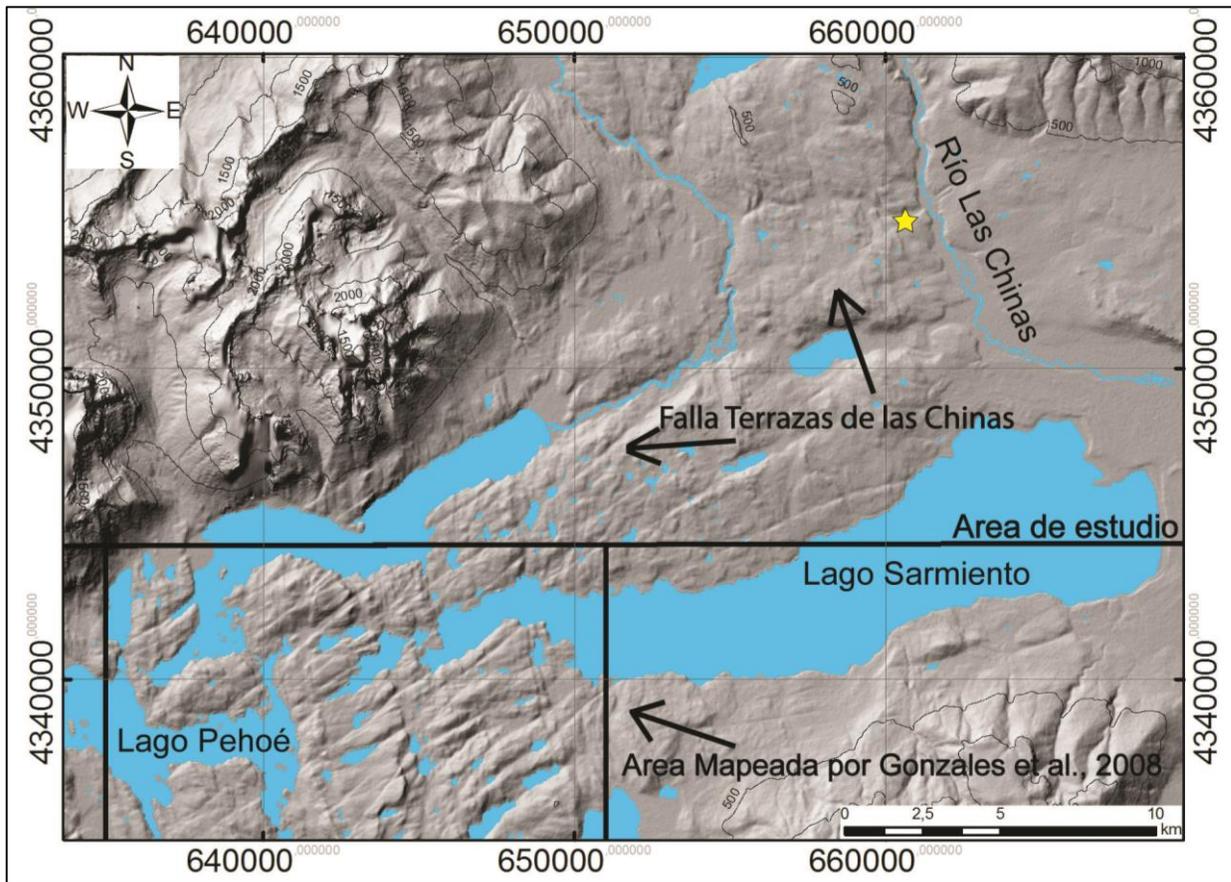


Figura 3.38. Sector sur del área de estudio además del área mapeada por Gonzales *et al.* (2012). Desde el lago Pehoé hasta el NE del río Las Chinas se aprecia en la imagen un lineamiento, el que corresponde a la Falla Terraza Las Chinas. Estrella amarilla indica sector sobrevolado con dron. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar.

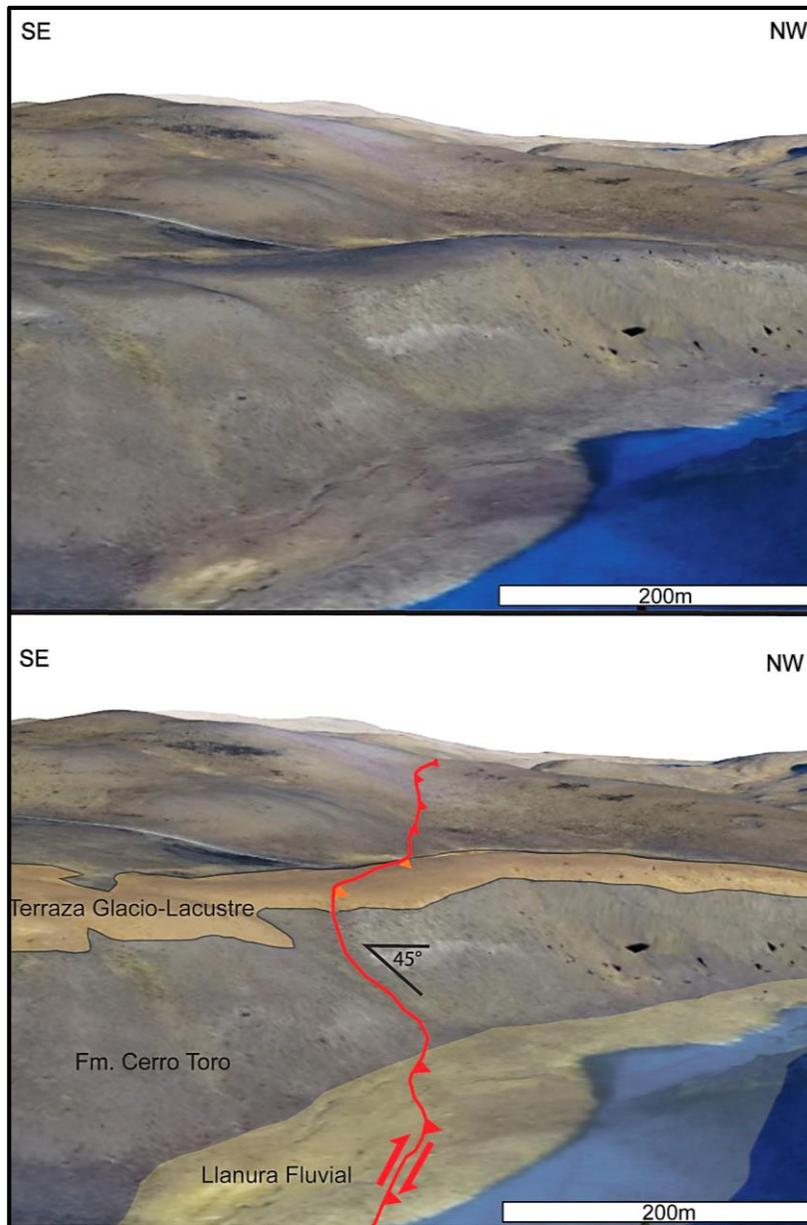


Figura 3.39. Vista aérea de la Falla Terraza Las Chinas (Rojo), en el sector del Cañón Macho. Imagen superior sin interpretación, imagen inferior interpretada. Imagen es modelo 3D del sector Terraza elaborada a partir de fotografías aéreas capturadas con dron (ver Anexo D).

Un kilómetro al sur del “Cañón Macho” se realizó un sobrevuelo con dron (Figura 3.38) obteniéndose fotos aéreas con las que se generó un modelo 3D del sector (Figura 3.39 y Figura 3.40, ver Anexo D), en este se aprecia que la terraza glacio-lacustre se encuentra deformada por la falla, encontrándose el bloque NW a mayor altura que el SE, es decir hay un escarpe de falla en la terraza glacio-lacustre (Figura 3.41 y Figura 3.42), con un alzamiento del bloque colgante ( $h_1 = 5,5 \pm 1$  m), lo que queda evidenciado en el perfil topográfico (Figura 3.42), elaborado a partir del DEM del modelo 3D Terraza (ver Anexos D). Por trigonometría, considerando el manteo medido de  $45^\circ$  al NW, se requiere un desplazamiento de al menos  $7,8 \pm 1,4$  m, para lograr el desnivel hallado.

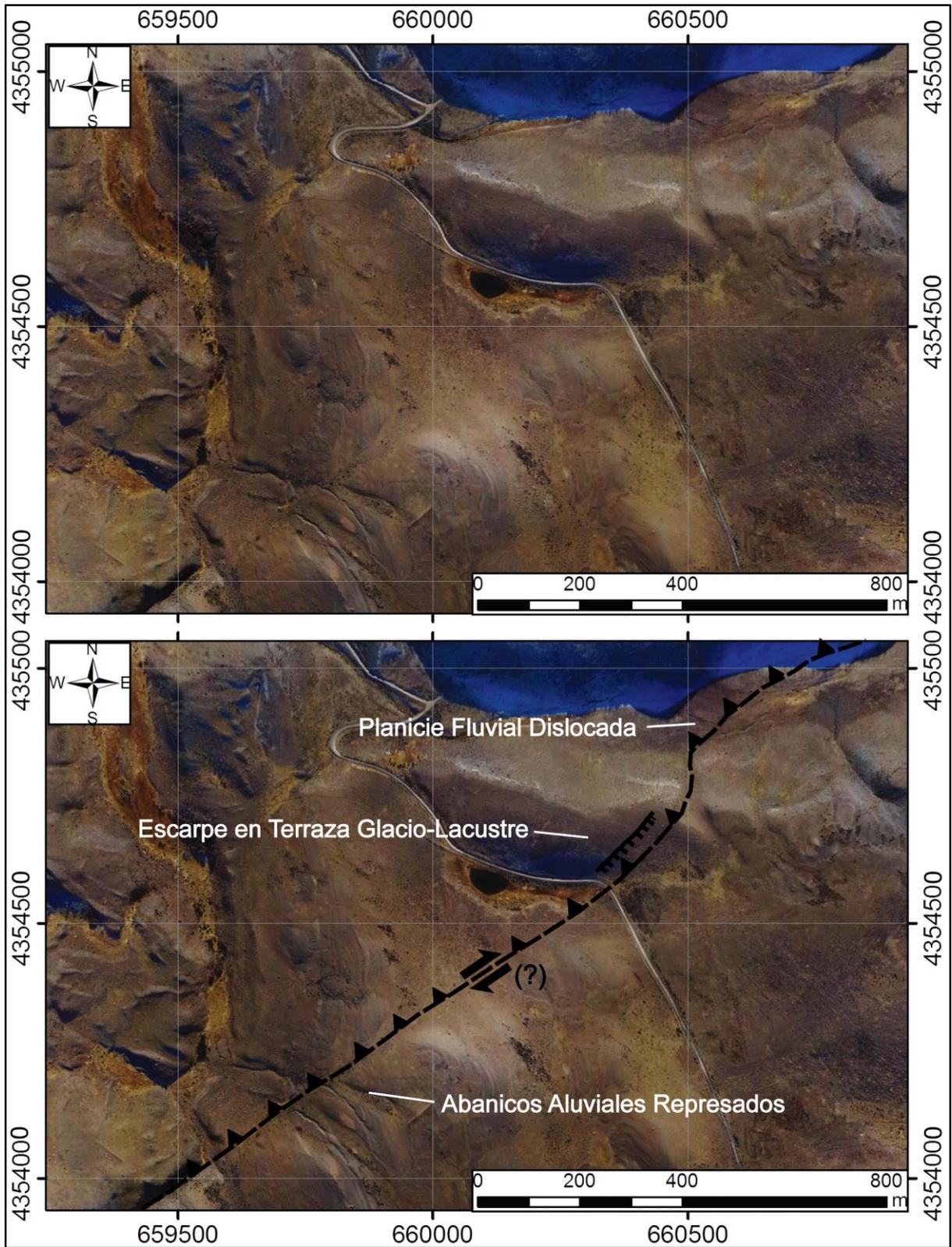


Figura 3.40. Zona afectada por la falla Terraza Las Chinas al sur del Cañón Macho y oeste del río Las Chinas. Imagen es modelo 3D del sector Terraza, elaborada a partir de fotografías aéreas capturadas con dron (ver Anexo D).

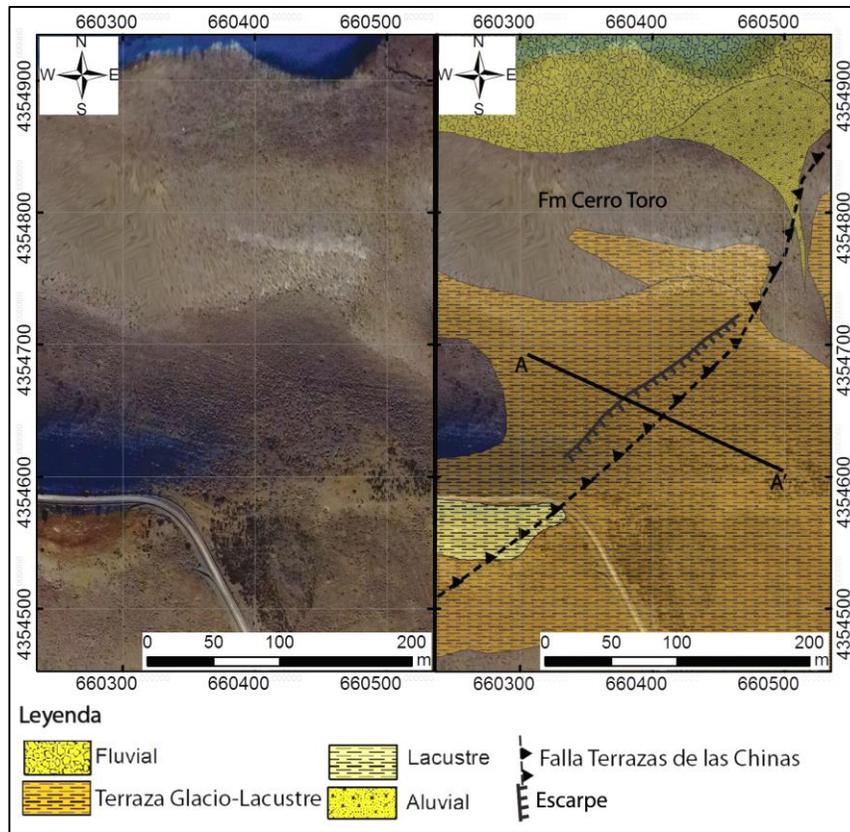


Figura 3.41. Escarpe de falla en terraza Glacio-lacustre al Oeste del río Las Chinas. Izquierda fracción de modelo 3D, donde se aprecia un cambio en la tonalidad de la terraza producto del escarpe. Derecha, mismo sector interpretado. Línea A-A' indica traza de perfil topográfico (Figura 3.42). Imagen elaborada a partir de fotografías aéreas capturadas con dron (ver Anexo D).

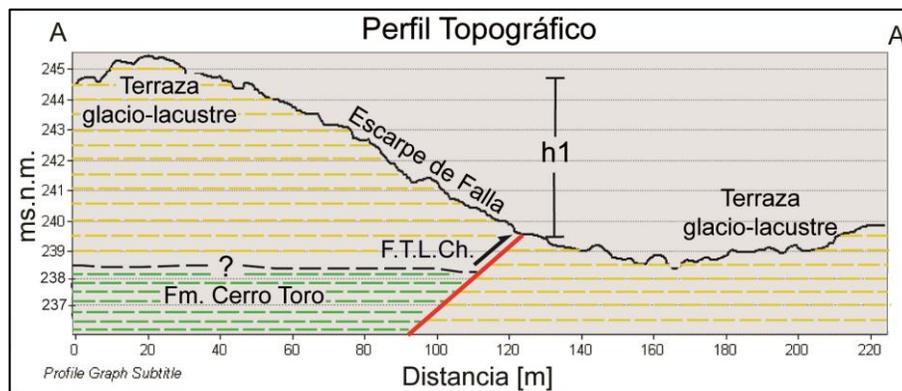


Figura 3.42. Perfil Topográfico con estratigrafía esquemática de la terraza deformada por la Falla Terraza Las Chinas (F.T.L.Ch.), donde  $h_1$  representa el desnivel en la terraza, trama verde corresponde a las rocas de la Fm. Cerro Toro mientras que trama amarilla corresponde a los depósitos glacio-lacustres. Trazo del perfil en Figura 3.41. Topografía a partir de DEM HD elaborado con dron (ver Anexo D).

Inmediatamente al NE de la terraza, siguiendo la traza de la falla, se observa que la llanura fluvial está cortada, encontrándose alzado el bloque NW con respecto al SE, lo que ha generado incisión fluvial en el bloque alzado mientras que deposición de

sedimento en el bloque yacente, además de un nivel freático a menor profundidad al oeste de la falla, lo que queda en evidencia por un cambio en la tonalidad de la vegetación. Por otra parte, se aprecia un cambio abrupto en la trayectoria del cauce del estero justo al pasar por la traza de la falla evidenciando un posible desplazamiento cuaternario en el rumbo, con sentido dextral (Figura 3.43).

Se generaron perfiles topográficos (Figura 3.43 y Figura 3.44 ), en los que se aprecia un pequeño desnivel entre el bloque al NW de la falla y el bloque al SE de esta, estando el primero a una altura superior, reafirmando lo antes expuesto.

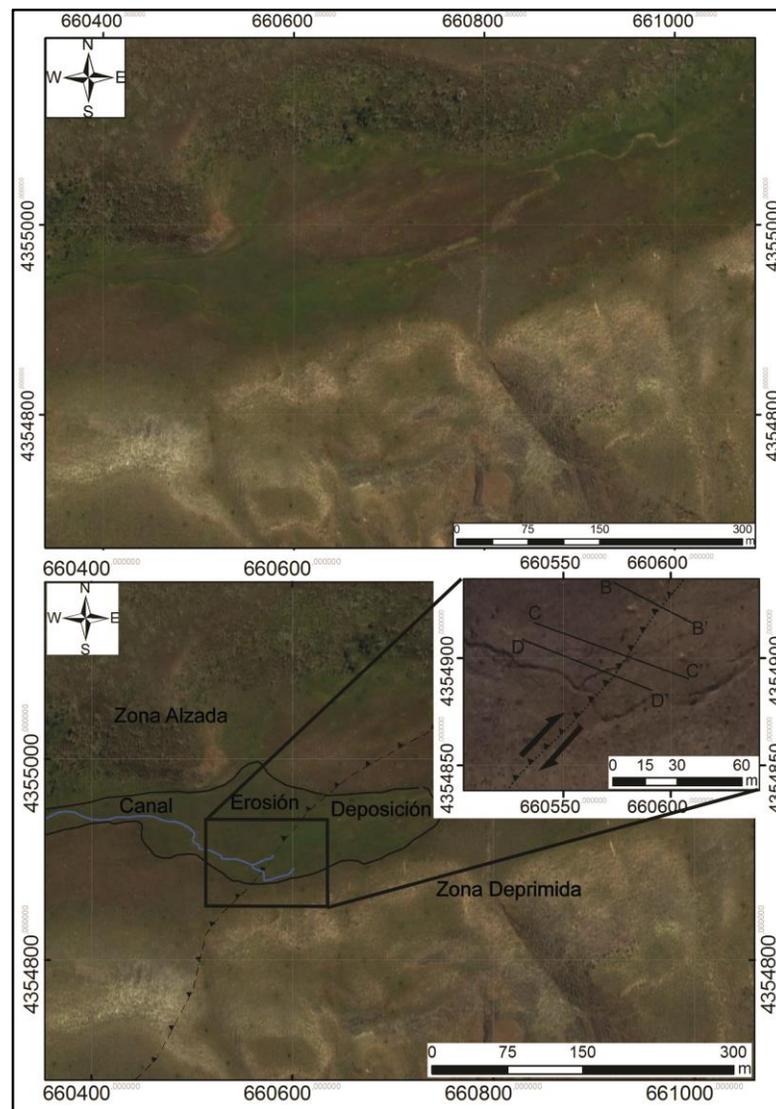


Figura 3.43. Cañón Macho, 800 m aguas arriba de su intersección con el río Las Chinas. La llanura fluvial al fondo de la quebrada se encuentra cortada por la falla. Encontrándose el sector NW a más altura que el SE. En la Zona Ampliada se aprecia un abrupto cambio en la trayectoria del cauce fluvial al pasar por la falla. Imagen superior sin interpretación, imagen inferior interpretada la que corresponde a Imagen satelital Esri Imagery View, mientras que la zona ampliada corresponde a fracción del modelo 3D ortomosaico elaborado con dron (ver Anexo D).

A partir de los perfiles topográficos (Figura 3.44), se calculó el desnivel entre ambos bloques;  $h_2 = 50\text{cm}$ ,  $h_3 = 70\text{cm}$ ,  $h_4 = 55\text{cm}$ , dando un desnivel promedio, con un rango de dos desviaciones estándar, de  $58 \pm 16\text{ cm}$ . Por trigonometría, considerando el manteo medido de  $45^\circ$ , se requiere un desplazamiento de al menos  $82 \pm 23\text{cm}$  para generar el alzamiento obtenido.

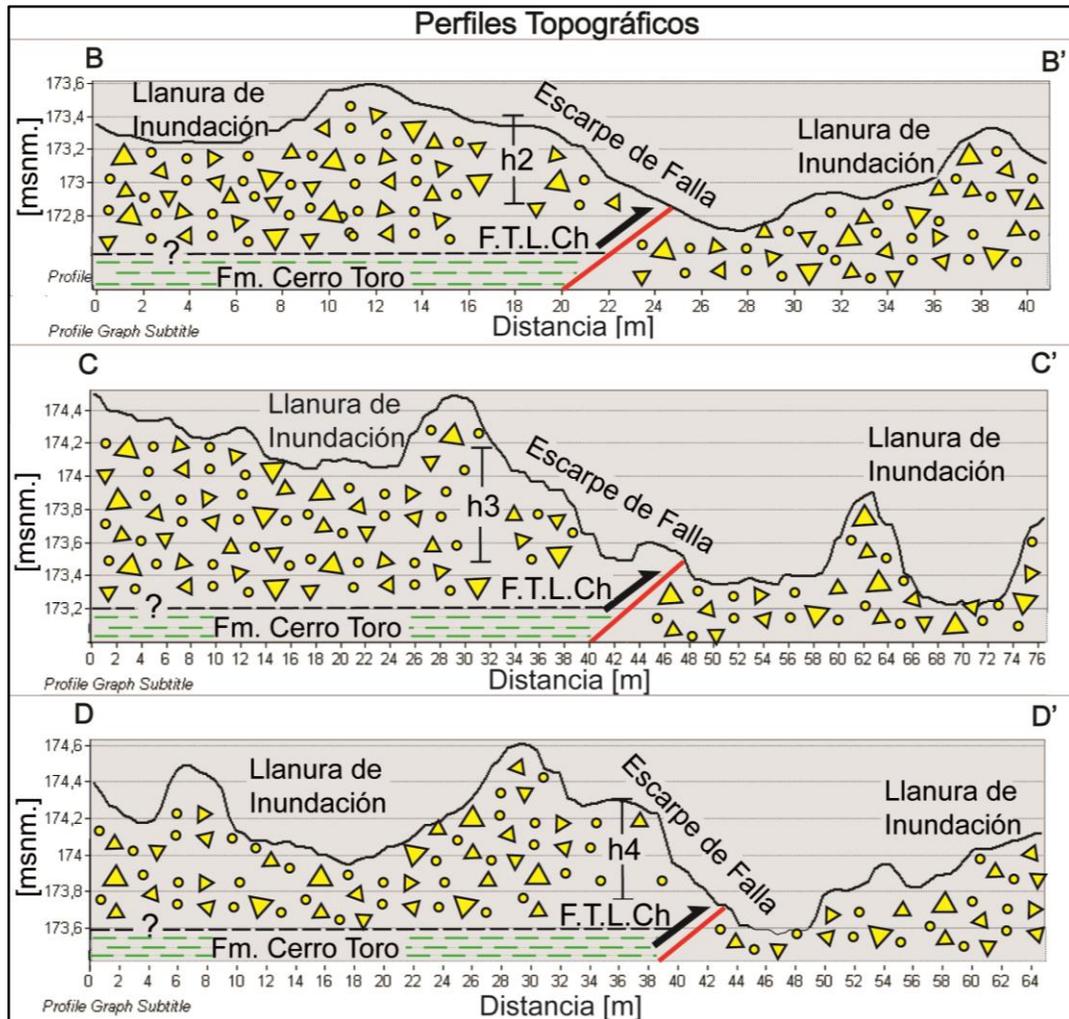


Figura 3.44. Perfiles Topográficos del fondo del Cañón Macho con estratigrafía esquemática, donde  $h_2$ ,  $h_3$  y  $h_4$  indican la diferencia de altura, a cada lado de la traza de la falla Terraza Las Chinas (F.T.L.Ch.), en la llanura de inundación. Trama verde corresponde a las rocas de la Fm. Cerro Toro, mientras que trama amarilla corresponde a los depósitos fluviales del cañón. Trazas de los perfiles se muestran en Figura 3.43. Topografía a partir de DEM HD elaborado con dron (ver Anexo D).

Por otro lado, 850m al SW de la terraza, siguiendo la traza de la falla, se aprecian dos abanicos aluviales que se desarrollan inmediatamente al SE de la falla y terminan abruptamente hacia el NW coincidiendo con la traza de la falla. A su vez se aprecia una pequeña curvatura en el canal aluvial del SW mientras que en el abanico del NE se aprecia un pequeño paleo canal aluvial, el que baja desde el NE y carecería de actividad actual (Figura 3.45).

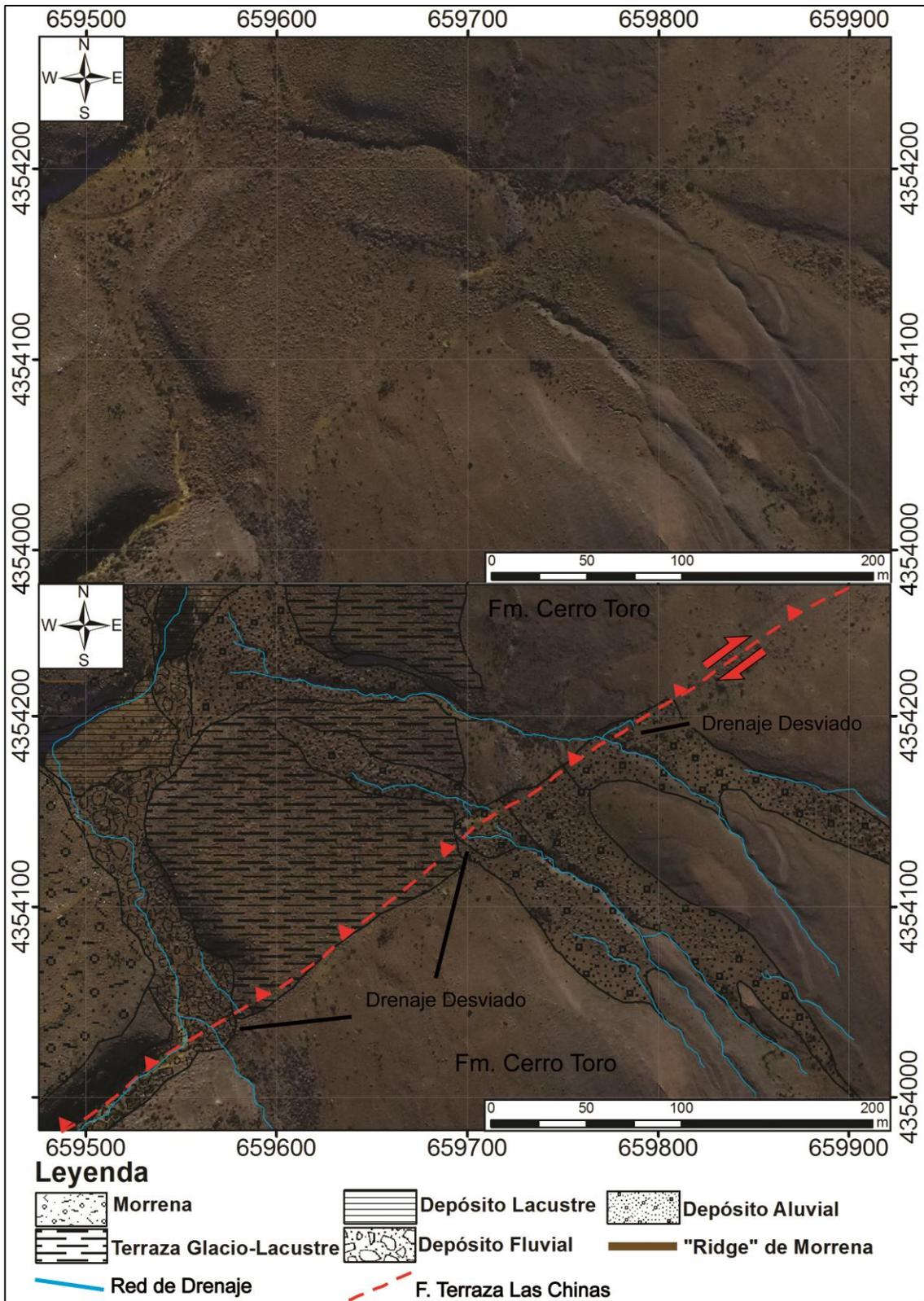


Figura 3.45. Abanicos aluviales represados posiblemente por un alzamiento en el nivel base y redes de drenaje dislocadas producto de actividad neotectónica. Fotointerpretación a partir de modelo 3D ortomosaico elaborado con imágenes aéreas tomadas con dron (Anexo D).

### 3.2.4 Lineamientos de orientación W-E

Este set lo componen (133) lineamientos, se distribuye por gran parte del área de estudio, principalmente en el sector central (Figura 3.46), donde la litología corresponde a la Fm. Cerro Toro. Las orientaciones de este set fluctúan entre  $N72,71^{\circ}E$  y  $N98,91^{\circ}E$  con una media en  $N85,23^{\circ}E$  y una desviación estándar de  $6,86^{\circ}$  (Tabla 3.1 y Figura 3.47). Por otra parte, la cinemática de estas estructuras no ha sido precisada.

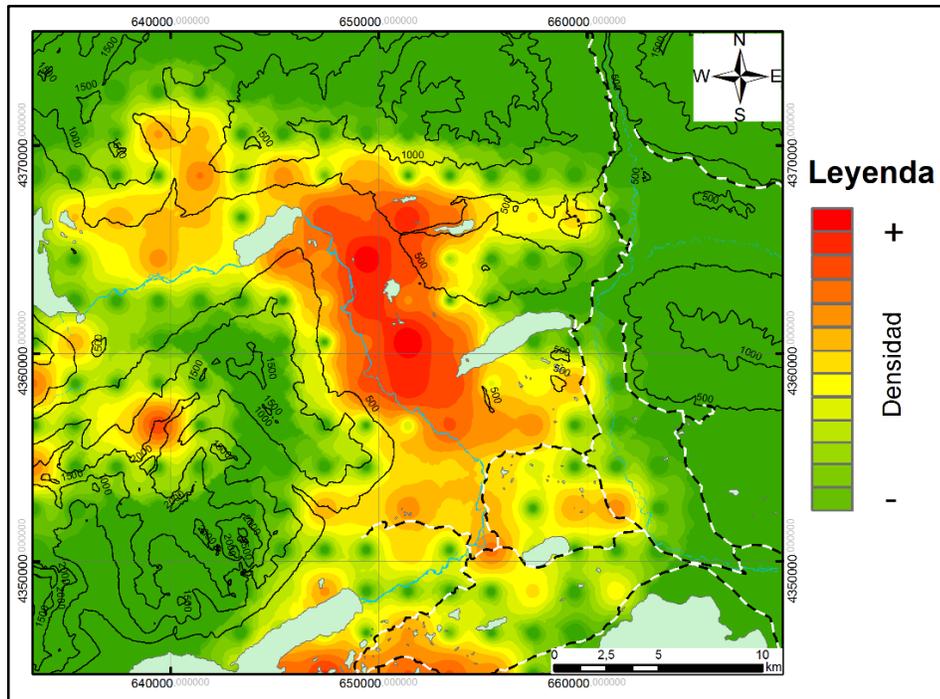


Figura 3.46. Mapa de densidad de lineamientos (Set W-E). Se aprecia una mayor presencia de lineamientos del Set W-E en el sector central del área de estudio. Mapa elaborado con herramienta IDW de ArcGIS 10.5.

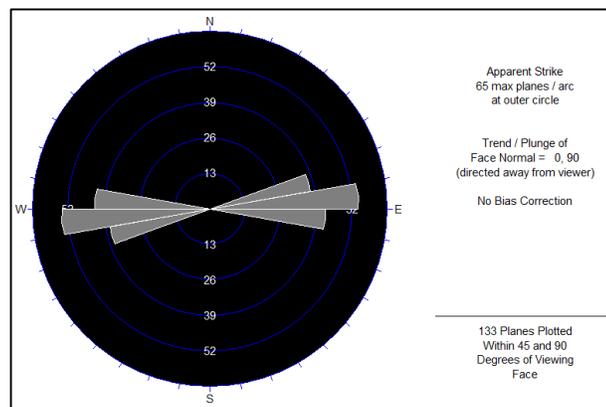


Figura 3.47. Diagrama de Roseta que muestra las orientaciones de los 133 lineamientos del Set W-E (Cada clase corresponde a un intervalo de  $10^{\circ}$ ). Imagen elaborada con software Dips.

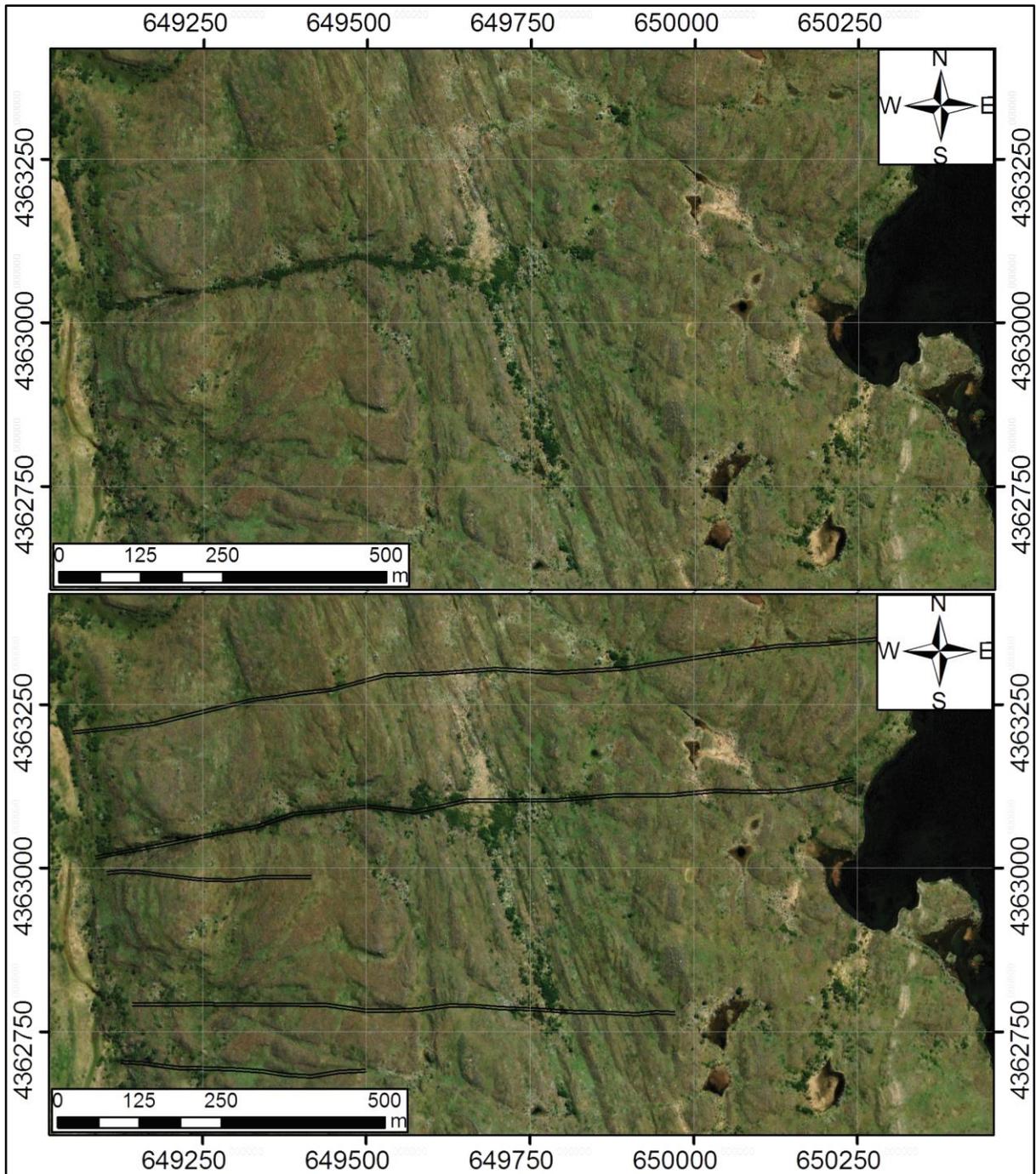


Figura 3.48. Lineamientos del Set W-E, entre laguna Cebolla y río Paine. Fotointerpretación a partir de imagen Esri Imagery View.

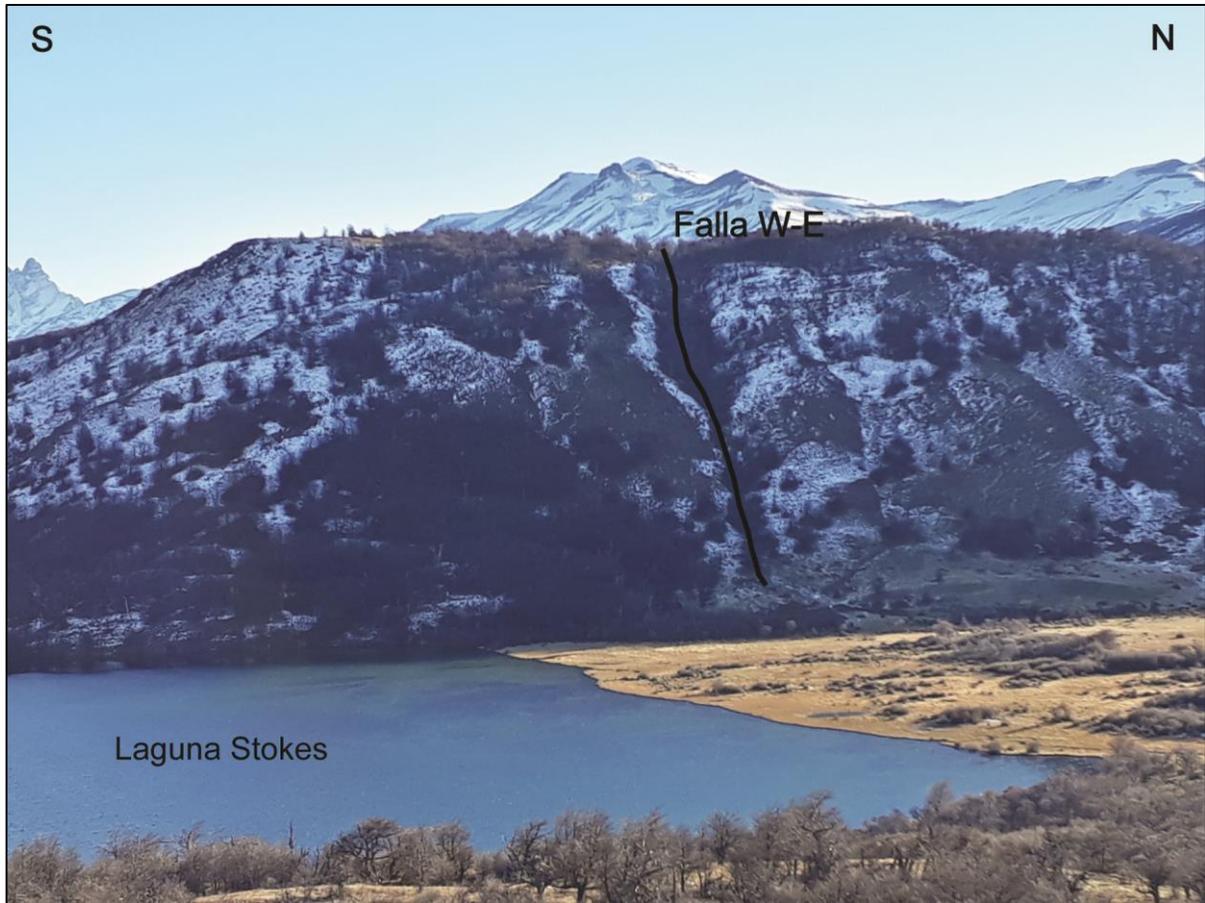


Figura 3.49. Vista en perfil de falla W-E al N de Laguna Stokes, con un manto sub vertical, la que se alinea con una quebrada al borde del cerro. Imagen capturada durante campaña de terreno, editada.

### 3.3 Peligro Sísmico

Se calcula la magnitud de momento sísmico máxima esperable, para las Fallas Vega Capón y Terraza Las Chinas, utilizando las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith, (1994).

#### 3.3.1 Falla Vega Capón

Bajo el supuesto que la morrena de Vega Capón este cortada y desplazada por acción tectónica y que las fracturas que están cortando estrías glaciares se hayan formado por acción tectónica de esta falla, demostrando su actividad cuaternaria, se procede al cálculo del peligro sísmico.

Se consideran dos escenarios, el primero con un largo de ruptura de 10 km, que corresponde a la traza continua de esta falla en el sector de Vega Capón-Laguna Azul, suponiendo que la totalidad de esta traza mapeada rompa en un único sismo y un segundo escenario con un largo de ruptura de 35 km, que correspondería a la traza total de la falla incorporando las numerosas trazas separadas por steps-over, desde el lago Dickson por el NW, hasta el río Las Chinas por el SE, suponiendo que la totalidad de estas trazas mapeadas correspondan a un mismo Sistema de Fallas Vega Capón y rompan en su totalidad en un único sismo. Obteniéndose 6,24  $M_W$  y 6,87  $M_W$  respectivamente, según las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith, (1994) (Figura 3.51).

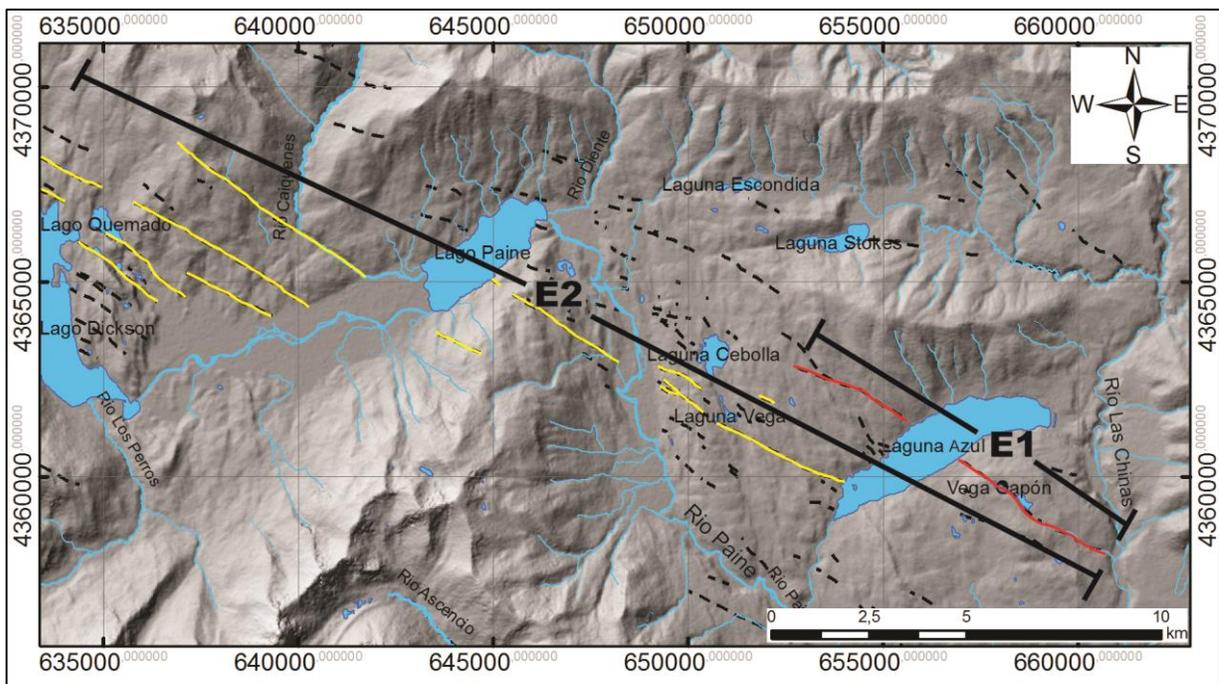


Figura 3.50. Escenarios planteados como posibles trazas de falla susceptibles a la generación de un sismo para el cálculo del peligro sísmico de la Falla Vega Capón. Escenario 1 (E1) con un largo de ruptura de 10 km y escenario 2 (E2) con un largo de 35 km. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar.

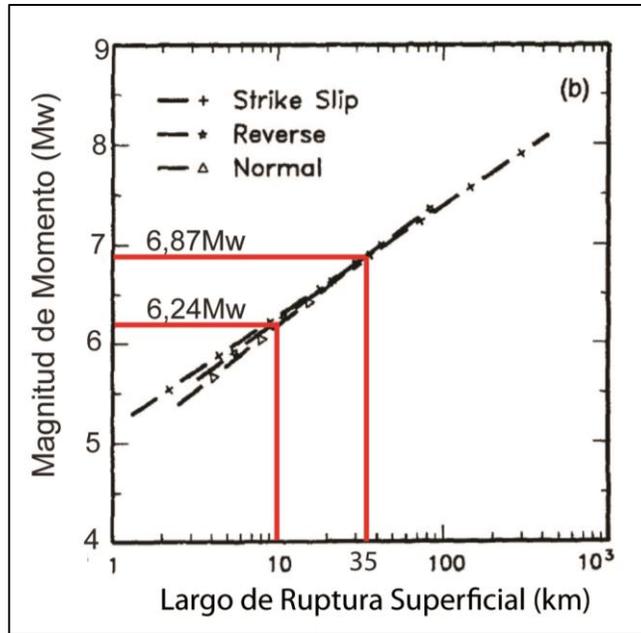


Figura 3.51. Gráfico de Magnitud de Momento ( $M_w$ ) vs Largo de ruptura superficial modificado de Wells y Coppersmith (1994) para la Falla Vega Capón. Se muestran las magnitudes esperadas para distintos largos de ruptura (E1 y E2), calculado a partir de la fórmula empírica de Wells y Coppersmith (1994);  $M_w = 5,08 + 1,16 \cdot \log(\text{largo})$ .

### 3.3.2 Falla Terraza Las Chinas

Bajo el supuesto que las geomorfologías antes mostradas estén siendo afectadas por acción tectónica, demostrando la actividad cuaternaria de la Falla Terraza Las Chinas, se procede al cálculo del peligro sísmico.

Se calcula la magnitud de momento sísmico para la falla Terraza Las Chinas utilizando las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith, (1994).

Se consideran dos escenarios, el primero con un largo de ruptura de 12 km que corresponde a la traza continua de esta falla en el sector entre Sierra Contreras y el río Paine, suponiendo que la totalidad de esta traza mapeada rompa en un único sismo y un segundo escenario con un largo de ruptura de 34 km que correspondería a la traza total de la falla incorporando las numerosas trazas separadas por steps-over, desde el lago Pehóe por el SW hasta la base de la Sierra Contreras por el NE suponiendo que la totalidad de estas trazas mapeadas correspondan a un mismo Sistema de Fallas Terraza Las Chinas y rompan en su totalidad en un único sismo. Obteniéndose 6,33  $M_w$  y 6,85  $M_w$  respectivamente (Figura 3.53).

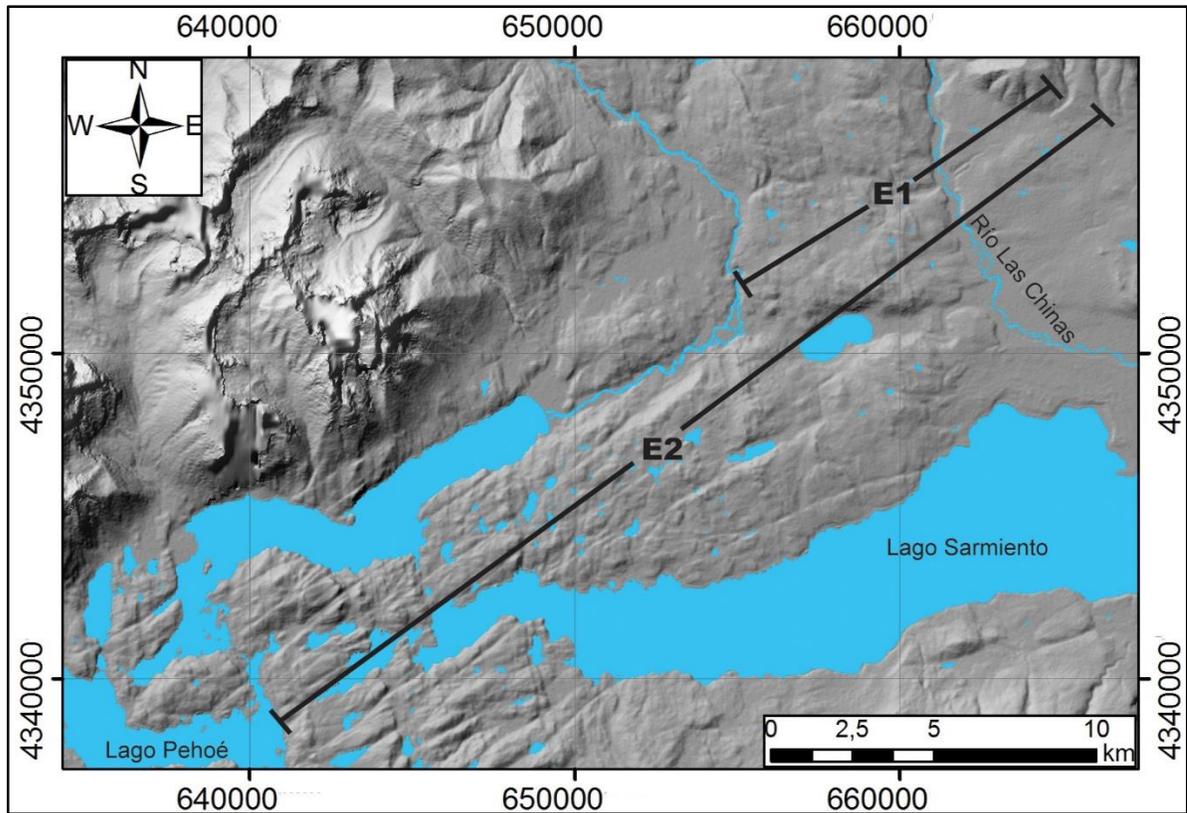


Figura 3.52. Escenarios planteados como posibles trazas de falla susceptibles a la generación de un sismo para el cálculo del peligro sísmico de la Falla Terraza Las Chinas. Escenario 1 (E1) con un largo de ruptura de 12 km y escenario 2 (E2) con un largo de 34 km. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar.

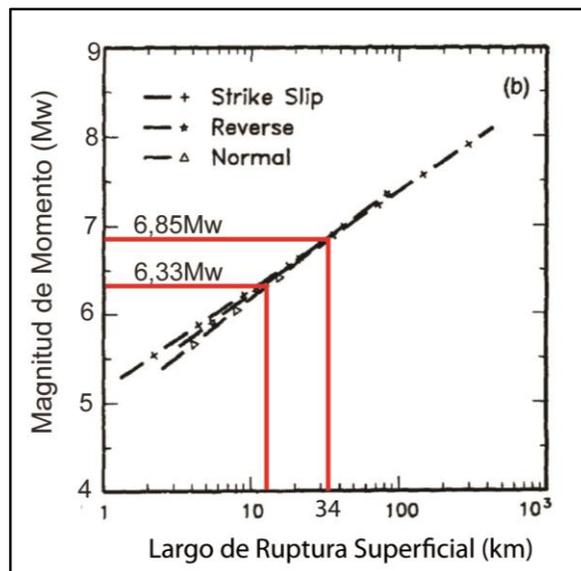


Figura 3.53. Gráfico de Magnitud de Momento ( $M_w$ ) vs. Largo de ruptura superficial modificado de Wells y Coppersmith (1994) para la Falla Terraza Las Chinas. Se muestran las magnitudes esperadas para distintos largos de ruptura, calculado a partir de la fórmula empírica de Wells y Coppersmith (1994);  $M_w = 5,08 + 1,16 \cdot \log(\text{largo})$ .

# Capítulo 4

## 4 DISCUSIONES

### 4.1 Discusión Estructural

#### 4.1.1 Contexto favorable

##### Límite difuso

Los límites transformantes en placas continentales como el caso Scotia-Sudamericana, comúnmente distribuyen el strain a lo largo de sistemas de fallas que se extienden por decenas o incluso miles de kilómetros (Betka *et al.*, 2016), algunos ejemplos de esto son la Falla San Andrés (Bennett *et al.*, 2003; Meade and Hager, 2005), Falla Anatolia, (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Sengor *et al.*, 2005); Falla Alpina (Norris *et al.*, 1990), Colisión Eurasia-India (Morley, 2004; Duvall and Clark, 2010) (Figura 4.1, Tabla 4.1).

Trazas de fallas superpuestas, curvaturas o steps-overs comúnmente generan zonas localizadas con extensión o compresión que reflejan el sentido del cizalle y la geometría del sistema de fallas resultando en la formación de fallas inversas o normales con una cinemática compatible con el desplazamiento del sistema de fallas principal (Biddle y Christie-Blick, 1985; McClay and Bonora, 2001).

Como resultado los márgenes continentales transformantes comúnmente se caracterizan por presentar un strain difuso, (Oldow, 2003; Meade and Hager, 2005; Duvall and Clark, 2010), particionado en numerosas fallas con cinemática variable que en conjunto acomodan el desplazamiento relativo entre placas (Dokka and Travis, 1990; Prescott *et al.*, 2001; Fuis *et al.*, 2003; Savage *et al.*, 2004; Nemser and Cowan, 2009; McGill *et al.*, 2013). Además, la geometría y localización de las fallas que componen el límite transformante es comúnmente influenciado por estructuras pre existentes, ejemplo de esto son; bloques rígidos (Bennett *et al.*, 2003; Thatcher, 2007), suturas (Sengor *et al.*, 2005), anisotropías mecánicas en la litología (Crider and Peacock, 2004; Horsman *et al.*, 2008; Nemser and Cowan, 2009).

En el caso de Magallanes, se sobrepone un límite transcurrente sobre la Faja Plegada y Corrida de Magallanes, por lo que podría este límite aprovechar estructuras pre existentes de esta, reactivándolas en una cinemática acorde a la geodinámica actual.

Betcka *et al.* (2016) realizaron un estudio estructural en el sector de Península Brunswick y Seno Otway aproximadamente 250 km al sur del área de estudio, constatando que las principales trazas de la zona de falla se desarrollan en las suturas entre Tierra del Fuego, Cuenca de Rocas Verdes, Cordillera de Darwin y Batolito

Patagónico (según límites de Herve *et al.* 2010) y que el desplazamiento se encuentra particionado en numerosas fallas preexistentes de la FPCM, las que han sido reactivadas (Figura 4.2). Es por esto posible, *a priori*, la existencia de deformación activa en el área de estudio, 230 km al NE de este límite de placas, al interior de la FPCM.

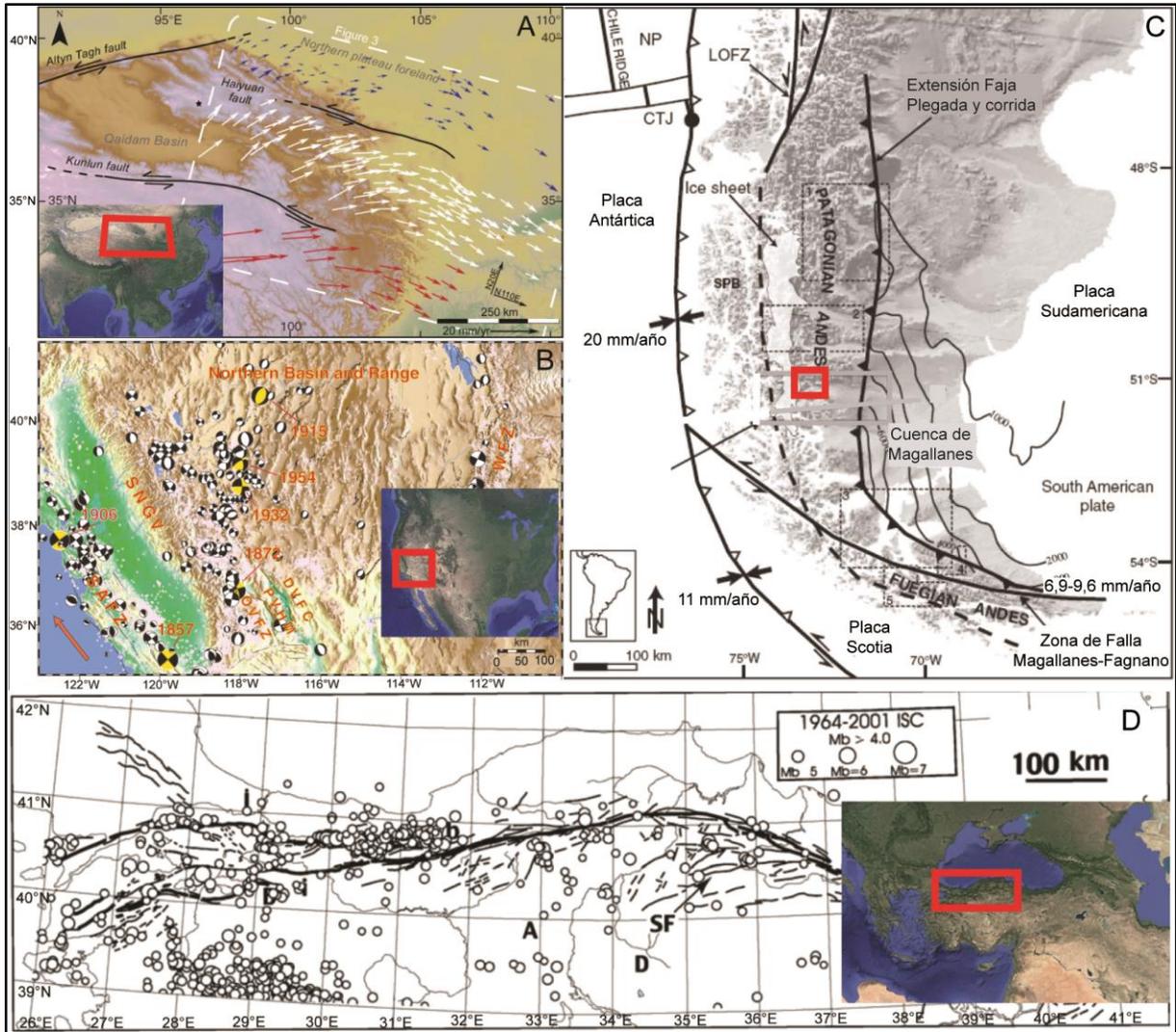


Figura 4.1. Ejemplos mundiales de límites transformantes entre placas continentales. **A)** NE de la meseta Tibetana, Fallas Kunlun y Haiyuan a más de 1500 km de la colisión India-Eurasia. Flechas indican velocidad relativa a la Eurasia estable según Gan *et al.* (2007). Extraído de Duvall and Clark (2010). **B)** Falla de San Andrés, California EEUU., se aprecian numerosos sismos corticales a cientos de kilómetros, coherentes con esta falla. Modificado de Bennett *et al.* (2003). **C)** Geodinámica Patagónica, donde se desconoce el área total de influencia neotectónica de los límites interplaca. Rectángulo rojo indica el área de estudio. Modificado de Fosdick *et al.* 2011 **D)** Falla de Anatolia, Turquía. Círculos indican epicentros de sismos corticales entre los años 1964 y 2001. Modificado de Sengor *et al.* (2005).

Tabla 4.1. Tabla comparativa entre fallas activas transformantes alrededor del mundo, la tasa de desplazamiento relativo entre las placas involucradas y la distancia en la que existe influencia.

| Falla              | País          | Distancia*[km] | Desplazamiento relativo entre Placas [mm/Año] | Referencia |
|--------------------|---------------|----------------|---|------------|
| Kulun y Haiyuan    | China         | ~1500          | ~38   | (1)        |
| San Andrés         | EE.UU.        | ~550           | ~52   | (2) y (3)  |
| Anatolia           | Turquía       | ~250           | 5-11  | (4) y (5)  |
| Alpina             | Nueva Zelanda | ~250           | ~40   | (6)        |
| Magallanes-Fagnano | Chile         | 50?            | 6,9-9,6                                       | (2) y (7)  |

\*Distancia desde el limite interplaca hasta donde existe actividad neotectónica. (1) Thatcher, 2007; (2) DeMets: *et al.*, 1990; (3) McGill, 2013; (4) Barka and Kadinsky-Cade, 1988; (5) Sengor *et al.*, 2005; (6) Norris *et al.*, 1990; (7) Mendoza *et al.* 2015.

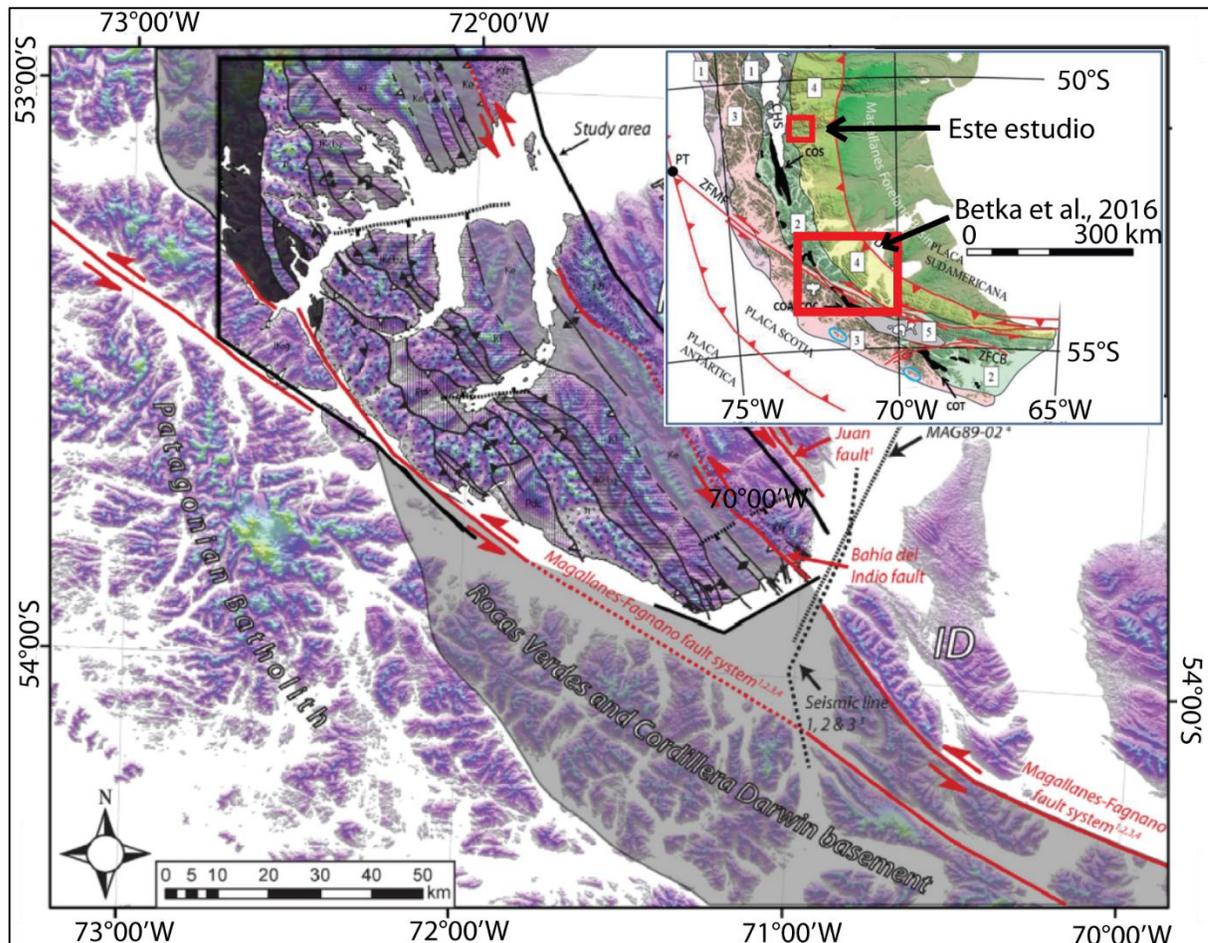


Figura 4.2. Sector de la Península Brunswick, donde Betka *et al.* (2016) describe reactivación de fallas preexistentes de la FPCM, con el cizalle de la Falla Magallanes–Fagnano. Modificado de Betka *et al.* (2016) y Poblete (2015).

## Último Alzamiento

Fosdick *et al.* (2013) encontraron que las edades de exhumación más recientes (4Ma), están en dominio central de la FPCM (Figura 4.3), concluyendo que habrían existido ~2 km de denudación desde los 10 a 4 Ma en la zona, esto implica que durante los últimos 10 Ma, ocurrió alzamiento en el dominio central de la FPCM por ende en la zona de estudio.

Por otra parte, el Ridge de Chile en su migración al norte, pasó por esta latitud aproximadamente hace 14-13 Ma (Goring *et al.*, 1997), lo que implica un cambio importante en la configuración geodinámica, aumentando el acoplamiento debido a la mayor flotabilidad de la placa subductada, al estar a mayor temperatura y posteriormente disminuyendo la tasa de convergencia en la subducción, al pasar de ser la Placa de Nazca la subductante a ser la Placa Antártica, además de una disminución en la oblicuidad pasando de una importante componente hacia el norte, a una subducción más ortogonal (Ramos, 2005), como lo que existe actualmente.

Por lo tanto, si existió alzamiento y exhumación posterior a la colisión del ridge, con una geodinámica semejante a la existente actualmente, es de esperarse que esta continúe ocurriendo al día de hoy.

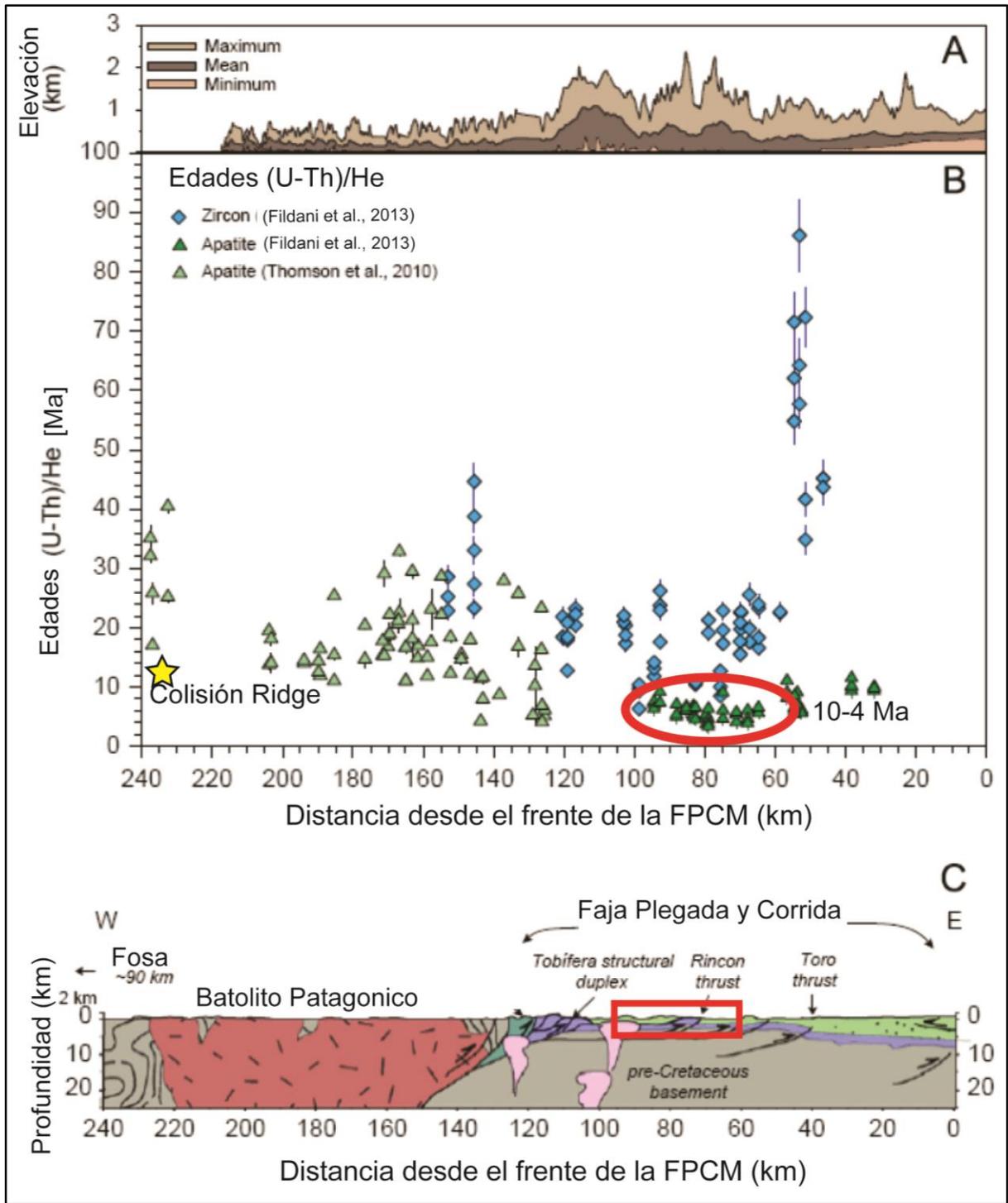


Figura 4.3. Perfiles topográfico (A), de exhumación (B) y estructural (C) de Última Esperanza, modificados de Fosdick *et al.* (2013). A) Perfil topográfico entre 50°30' y 51°30'. B) Edades obtenidas por termocronología de U-Th/Pb en circón y apatito, donde se observa que las menores edades (Elipse roja) se encuentra al este de la Cordillera Principal en el dominio central de la FPCM. Estrella amarilla indica el momento de colisión del Ridge de Chile según Goering *et al.* (1997). C) Perfil estructural esquemático donde se muestran las principales estructuras. El rectángulo rojo indica el área de estudio aproximada.

## Catálogo sismológico

Se extrajo del catálogo sismológico mundial (U.S.G.S.) la ubicación y magnitud de los sismos registrados en Magallanes durante los últimos 90 años (11 Junio 1928 hasta 11 Junio 2018).

De este se desprende que los contactos interplaca concentran gran cantidad de sismos, en particular la traza de la Falla Magallanes-Fagnano (ZFMF) presenta gran cantidad de sismos corticales, evidenciando el riesgo latente que genera esta estructura en la zona. Como también en las zonas cercanas a la fosa donde se aprecia un gran número de sismos, que a juzgar por sus profundidades hipocentrales corresponden a sismos interplaca tipo thrust, además de intraplaca de profundidad intermedia (Figura 4.4).

Cabe destacar que en el sector central de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes al norte de la ZFMF han ocurrido numerosos sismos corticales (Figura 4.4), lo que refleja que la zona es tectónicamente activa.

Cabe destacar que únicamente están disponibles en este catálogo los sismos con magnitudes de momento superiores a  $4,6 M_W$  y producto de la baja densidad instrumental y la lejanía con que los instrumentos registraron los sismos, su localización presenta un alto error, por lo que sus ubicaciones hipocentrales únicamente deben ser tomadas como referencia.

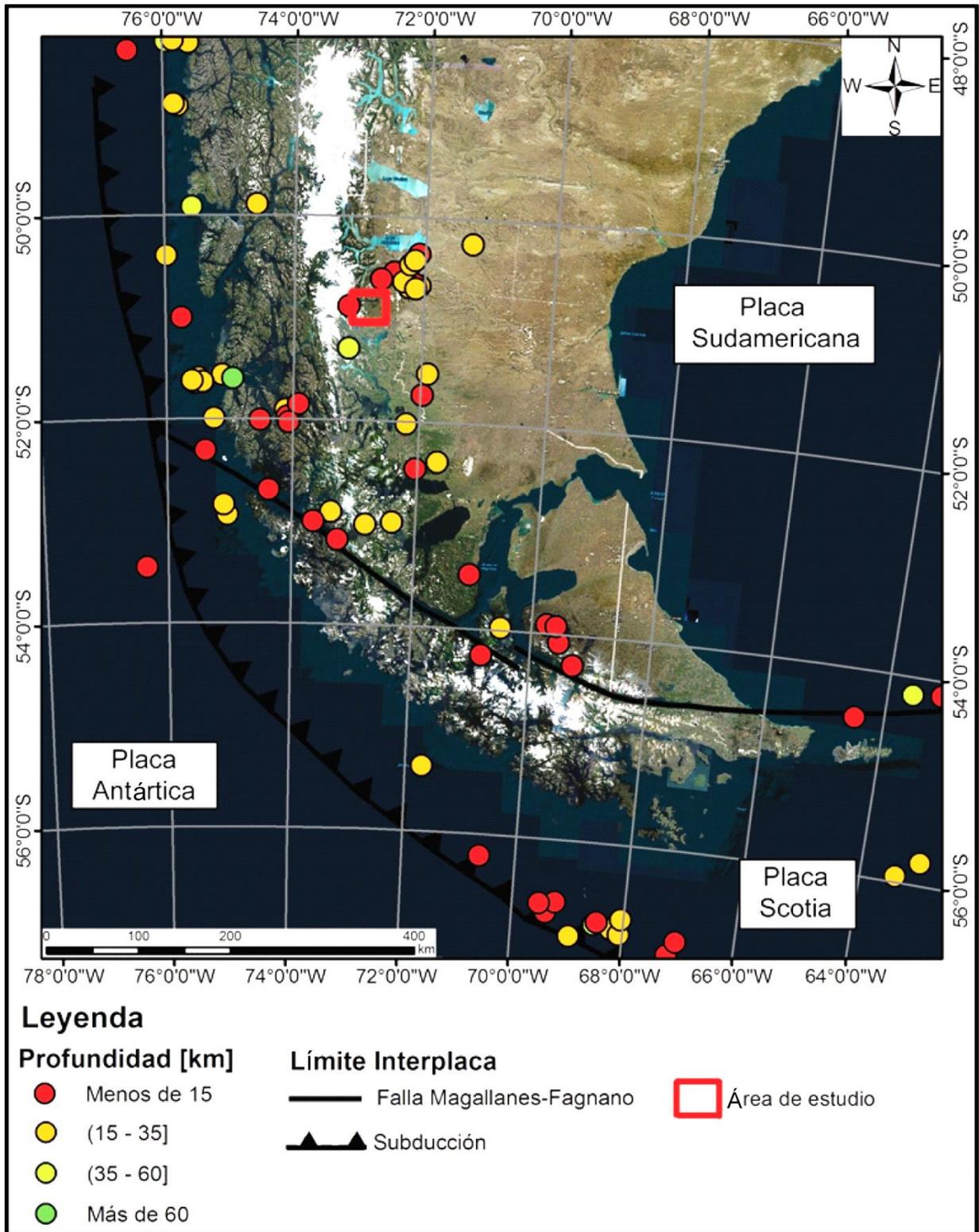


Figura 4.4. Sismos ocurridos en Magallanes durante los últimos 90 años (desde 11 Junio 1928 hasta 11 Junio 2018) de magnitud superior a 4,6  $M_w$ . Datos extraídos del catálogo sismológico mundial (U.S.G.S.), el día 11 de junio del 2018. Fondo corresponde a imagen Esri Imagery View.

### 4.1.2 Segregación en Sets

Una vez obtenidas las orientaciones de cada uno de los lineamientos mapeados, se agruparon estos según orientación y cinemática. Como se muestra en el capítulo anterior, existen algunos *peaks* de orientaciones, lo que llevó a agruparlos en Sets preferentes (Figura 3.20).

#### Correlación con Fallas descritas al sur por Gonzales *et al.* (2008)

Inmediatamente al sur del área de estudio (Figura 4.5), Gonzales *et al.* (2008), efectuaron un análisis estructural de los numerosos lineamientos que presenta dicha área. Realizaron un exhaustivo mapeo, además de un catastro de las orientaciones y cinemática de estas fallas. Sus resultados arrojan 3 orientaciones preferentes Set 1 con una orientación (Strike) promedio de  $58,06^\circ$ , las que corresponden a fallas de rumbo dextrales, Set 2, con una orientación promedio de  $86,79^\circ$  las que corresponden a fallas de rumbo sinestrales y Set 3 con una orientación promedio de  $167,5^\circ$  las que corresponden a fallas inversas.

Su análisis concuerda bastante con lo obtenido en el presente estudio (Figura 4.6), donde se podría correlacionar, según cinemática y orientación, los Set 1, Set 2 y Set 3 de Gonzales *et al.* (2008) con los Set NE, Set W-E y Set N, respectivamente (Tabla 4.2).

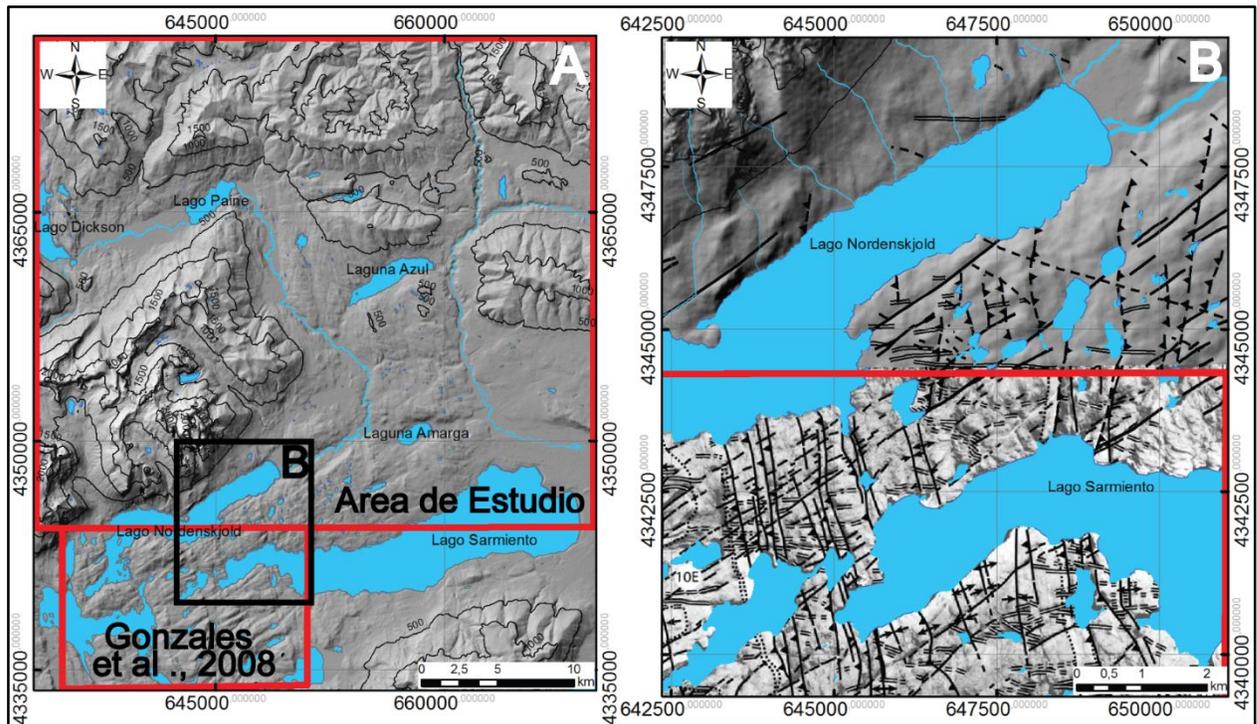


Figura 4.5. Ubicación del área estudiada por Gonzales *et al.* (2008). A) Área del presente estudio, limitando por el sur con área de estudio de Gonzales *et al.* (2008). B) Sector de A, ampliado donde se observa parte de lo estudiado por Gonzales *et al.* (2008), lo que concuerda con los lineamientos mapeados en el presente estudio. Topografía en sombras a partir de DEM Alos Palsar.

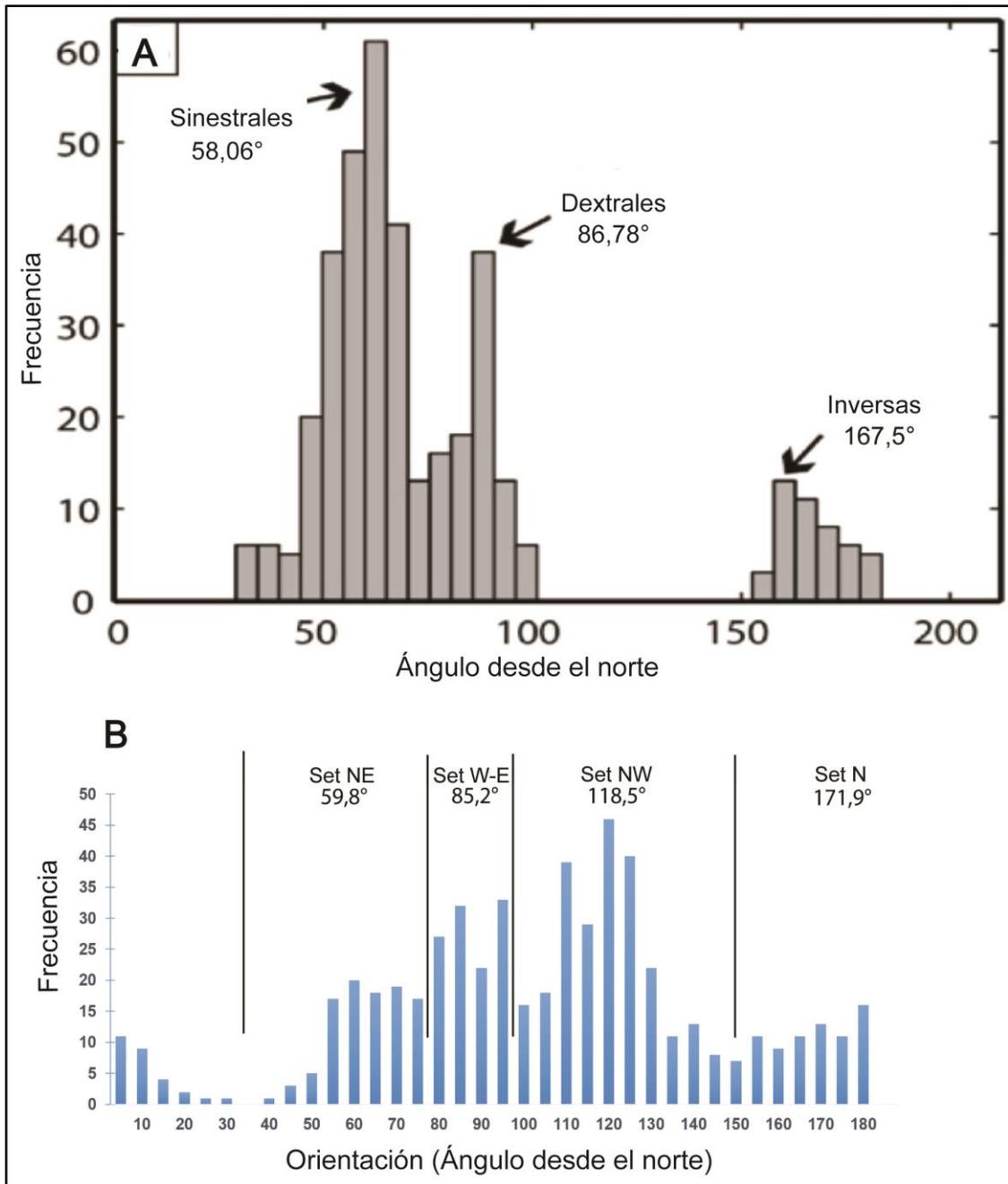


Figura 4.6. Histogramas con las orientaciones de las fallas de Gonzales *et al.* 2008 (A) y del presente estudio (B).

Se aprecia comparando ambos histogramas, que existen *peaks* de orientaciones en ángulos muy cercanos para ambos estudios, a excepción de los  $120^\circ$ , donde Gonzales *et al.* (2008), no presenta lineamientos (Figura 4.6).

Tabla 4.2. Correlación de orientación y cinemática entre las estructuras obtenidas por Gonzales *et al.* (2008) y el presente estudio.

| Set \ Estudio  | Gonzales <i>et al.</i> (2008) |            | Presente estudio |               |
|----------------|-------------------------------|------------|------------------|---------------|
|                | Orientación                   | Cinemática | Orientación      | Cinemática    |
| <b>Set N</b>   | 167,5°                        | Inversa    | 171,93°          | Inversa       |
| <b>Set NW</b>  | Sin presencia                 |            | 118,52°          | Sinistral     |
| <b>Set NE</b>  | 58,06°                        | Dextral    | 59,77°           | Dextral       |
| <b>Set W-E</b> | 86,79°                        | Sinistral  | 85,21°           | Indeterminado |

Como se resume en esta última tabla, las correlaciones existentes son altas. En el caso del Set W-E (Set 2 de Gonzales *et al.* 2008), cuya cinemática no fue precisada en este estudio, al tener una orientación tan escasamente disímil (1,6° de diferencia) y encontrarse en una zona tan próxima, se podría llegar a suponer, que su cinemática correspondería a la obtenida por Gonzales *et al.* (2008), es decir, serían estructuras de rumbo sinistral al igual que el Set NW.

Gonzales *et al.* (2008) prácticamente no obtuvieron fallas con orientaciones entre 100° y 150°, lo que es extraño, considerando que el set con mayor presencia en el área estudiada es precisamente el Set NW, el que tiene una orientación promedio de 118,52°. Esto podría deberse a la influencia del lacolito Torres del Paine, el que podría actuar como barrera estructural, dificultando el desarrollo de estructuras con esta orientación, al SE de este lacolito. Esto queda propuesto para su mayor análisis en estudios futuros.

### Temporalidad y Riedel-Petit

Una vez obtenidas las orientaciones y cinemáticas de cada uno de los sets de fallas y graficándolas (Figura 4.7), se puede observar que las fallas de los Sets N, NW y NE responden a un mismo régimen de estrés, el que coincide aproximadamente, con el estrés actual en la zona, generado por las interacciones entre las Placas Sudamericana, Antártica y Scotia. Mientras que al incorporar el Modelo de Riedel-Petit (Petit, 1987) (Figura 4.7), se aprecia que se generaría un cizalle con la misma orientación y cinemática de la Falla Magallanes-Fagnano, falla altamente activa, cuya orientación en la zona más próxima al área de estudio es de aproximadamente N55°W, por otro lado los Sets N, NW, W-E y NE corresponderían a las estructuras; Compresionales, Riedel (R), Tensionales (T) y Riedel conjugadas (R'), respectivamente. Por lo tanto, de estar activas las estructuras del Set W-E corresponderían a fallas normales.

En cuanto a la temporalidad de las fallas el modelo de Riedel Petit nos muestra que las fallas de los Set N, NW y NE pueden estar activas bajo el régimen de estrés actual, con la cinemática antes mostrada, mientras que las fallas del Set W-E no serían fallas activas, serían relictas, al menos para una cinemática sinistral, como la mostrada por Gonzales *et al.* (2008).

Se plantea para su análisis en estudios posteriores, la posibilidad de que las estructuras del set W-E hayan sido rotadas durante la evolución del Oroclino Patagónico, desde una orientación similar a las de las estructuras del Set NW hasta la orientación actual.

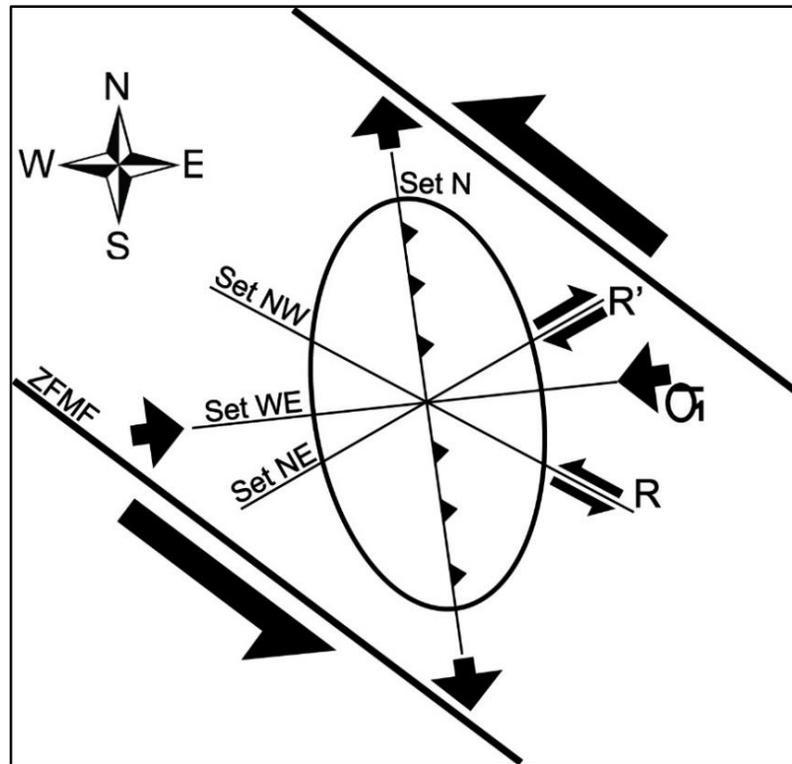


Figura 4.7 Modelo de Riedel Petit con las orientaciones de los sets de fallas antes descritas. Se aprecia que la elipse de Strain y la orientación de los esfuerzos principales, concuerdan con las cinemáticas de las fallas, a su vez con el cizalle principal de la Falla Magallanes–Fagnano (ZFMF) y con el estrés principal (Sigma 1) regional (aproximadamente E-W).

## 4.2 Evidencias Geomorfológicas de Actividad Neotectónica

### 4.2.1 Falla Vega Capón

#### Morrena y Estrías Cortadas

Como se mostró previamente en resultados, las imágenes satelitales muestran en la orilla NE de la Vega Capón, una morfología que aparenta ser una morrena cortada y desplazada a lo largo de la falla (Figura 3.30).

La edad de la morrena en cuestión, se puede acotar utilizando las dataciones disponibles del sector. Moreno *et al.* (2009) dataron con Radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ), sedimentos del fondo de la laguna, lo que arrojó una edad de  $12,3 \pm 0,1$  ka, García *et al.* (2012) dataron con Radioisótopos de Berilio ( $^{10}\text{Be}$ ), una morrena aproximadamente 200 m al NE, la que arrojó una edad de  $11,2 \pm 0,2$  acotando su edad entre los  $11,2 \pm 0,5$  y  $12,3 \pm 0,1$  ka, lo que concuerda con la edad obtenida por García *et al.* (2012) en otras morrenas al NE y SE, las cuales arrojaron edades entre  $13,8 \pm 0,3$  ka a  $15,5 \pm 1,3$  ka y que siguiendo los “*moraine ridges*”, se pueden correlacionar con periodos de avance anteriores al de la morrena cortada y desplazada (Figura 4.8).

El posible desplazamiento relativo entre las partes de la morrena es de  $10 \pm 2,5$ m, considerando que este es el desplazamiento acumulado durante los últimos  $11,2 \pm 0,5$  a  $12,3 \pm 0,1$  ka, se obtiene una tasa de desplazamiento promedio para los últimos ~12 ka de  $0,85 \pm 0,28$  mm/año. Esta tasa está dentro del rango esperables para fallas subsidiarias de la Falla Magallanes-Fagnano, la cual tiene tasas de desplazamiento mayores en un orden de magnitud, a la antes señalada (DeMets *et al.*, 2010; Mendoza *et al.*, 2011; Smalley *et al.*, 2003).

Cabe destacar que no está del todo claro que sea una morrena cortada y desplazada por tectónica, y no simplemente dos morrenas independientes muy cercanas entre sí o ser únicamente una forma de erosión que como resultado produjo la morfología en cuestión. Lo único que se dispone es de imágenes satelitales cuyas resoluciones no permite asegurarlo, es por esto que se recomienda realizar una visita a terreno para corroborarlo. También sería útil visitar los sedimentos fluviales del río Paine, que se encuentran sobre la traza de la falla, para verificar si estos se encuentran afectados.

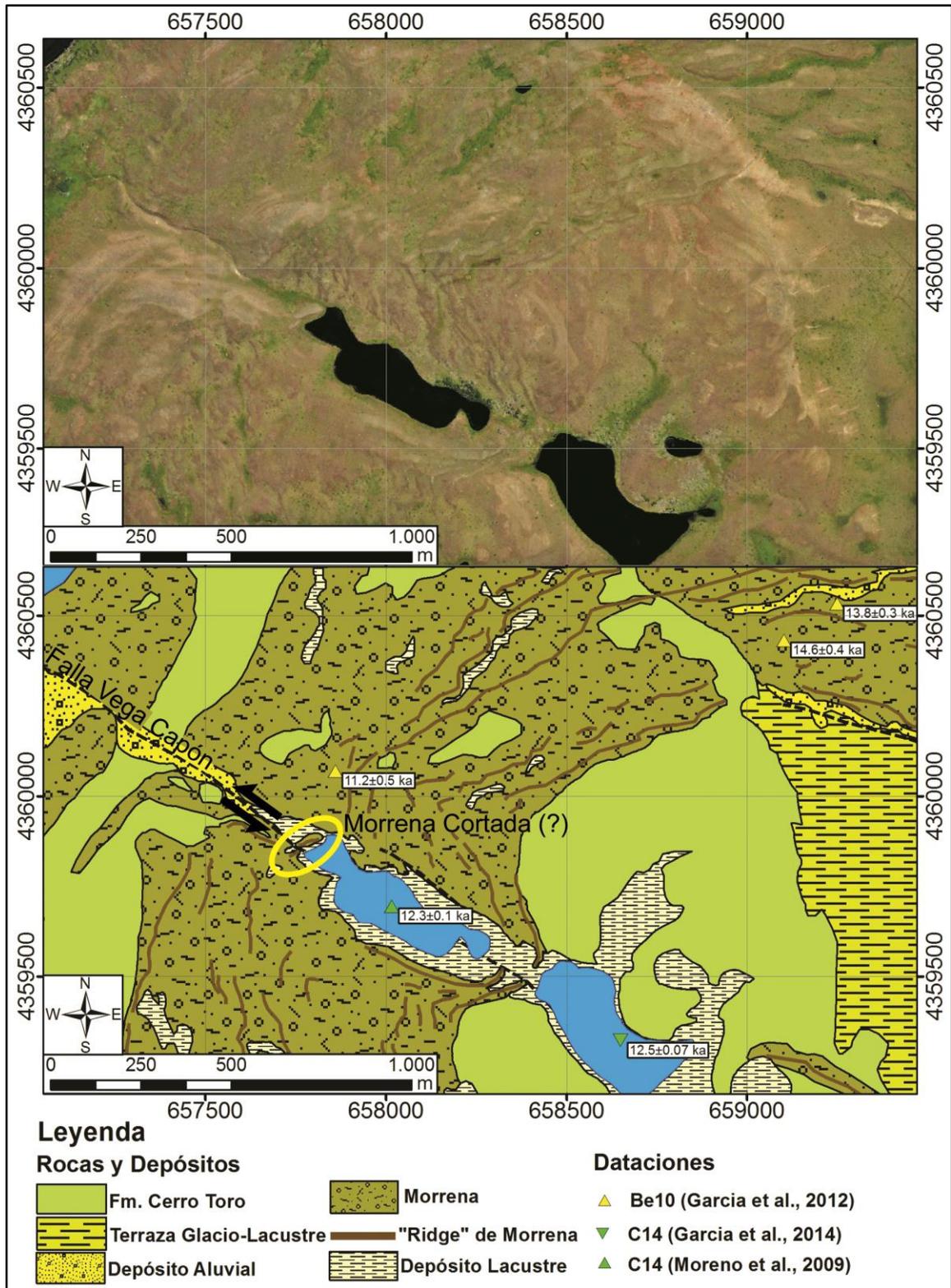


Figura 4.8. Sector Vega Capón. Elipse amarilla indica el sector donde está la morrena posiblemente cortada por acción tectónica. Triángulos amarillos indican dataciones obtenidas en morrenas mientras que los verdes son dataciones en sedimentos lacustres del fondo de las lagunas. Fotointerpretación a partir de imagen Esri Imagery View.

Por otra parte, en cuanto a las fracturas que cortan estrías glaciares, se observa que el Set F1 (N51° E) tiene una orientación perpendicular al sentido de avance glaciar (estrías) (N138° E), además se encuentra intensamente fracturado, por lo que se deduce que este set correspondería a fracturas tensionales por la acción glaciar (Figura 4.9). Mientras que los otros Sets (F2 y F3) tendrían un origen tectónico, además de no encontrarse afectados por la acción glaciar, por lo que son presumiblemente posteriores a estos. Lo interesante es que este afloramiento se encuentra a 40 m al norte de la posible continuación hacia el NW, luego de un step-over, de la falla Vega Capón (Figura 3.31), por lo que es probable que el fracturamiento sea producto de esta falla.

Según dataciones con  $^{10}\text{Be}$  en morrenas, los hielos se retiraron del sector hace menos de 10 ka (García *et al.*, 2012). Lo que reafirmaría el hecho de que esta falla posee actividad cuaternaria.

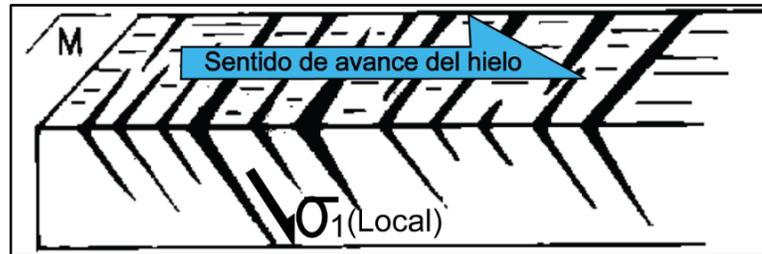


Figura 4.9. Origen de las fracturas perpendiculares al sentido de avance del hielo. Modificado de Petit (1987).

#### 4.2.2 Falla Laguna Amarga

Se propone que la falla Laguna Amarga sería una falla de rumbo dextral, que estaría activa, habiendo generado desplazamiento relativo en la terraza, debilitando el depósito lacustre que la compone, lo que habría permitido el desarrollo de la incisión fluvial que la afecta (Figura 4.10a), desviando la trayectoria del estero. Estas terrazas han sido estudiadas por Solari *et al.* (2012) quienes las han designado como T5 y T4 las que tienen edades de aproximadamente 14,8 ka y 12,6 ka (Solari *et al.*, 2010), por lo que se deduce que la falla terrazas habría generado desplazamiento posterior a este periodo. Mientras que las terrazas más jóvenes (T3, en adelante) no presentan incisión. T3 ha sido datada en aproximadamente 7 ka (Solari *et al.*, 2012). Por lo que se deduce que esta falla no ha tenido actividad importante durante los últimos 7 ka.

Cabe señalar que esta incisión podría haberse generado previo a la deposición del material lacustre y de no haber sido rellena completamente por sedimento, habría canalizado las escorrentías superficiales obteniéndose lo de hoy en día (Figura 4.10b) sin necesariamente implicar tectónica reciente, por lo que se propone revisar en terreno para confirmar y descartar lo antes señalado.

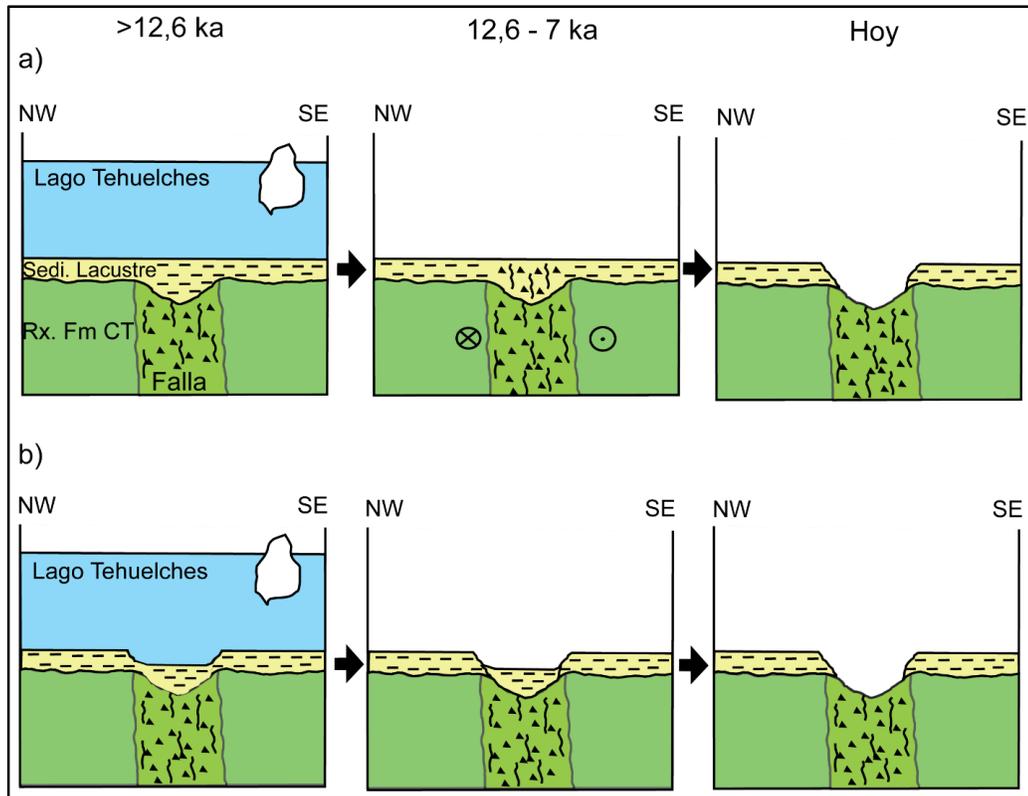


Figura 4.10. Posibles explicaciones para la incisión en las terrazas de la Laguna Amarga. a) Incisión a consecuencia de actividad tectónica reciente b) Incisión preexistente que canalizaría el flujo profundizándola.

### 4.2.3 Falla Terraza Las Chinas

Como se muestra en resultados, la Falla Terraza Las Chinas afecta terrazas glacio-lacustres, deformándolas, generando un escarpe de falla con un desnivel de  $5,5 \pm 1$  m. Estas terrazas se pueden correlacionar con las terrazas “T6” de Solari *et al.* (2012), las que tienen edades que fluctúan entre 17,5-26 ka y se ubican entre las cotas 240 y 260 ms.n.m. (Solari *et al.*, 2010). Dado que esta terraza está a una cota de aproximadamente 245-250 ms.n.m. correspondería a una terraza T6, con una edad entre el rango antes señalado, evidenciándose actividad cuaternaria posterior a los 26 ka.

Por otro lado, inmediatamente al NE de la terraza, siguiendo la traza de la falla, la llanura fluvial está cortada y alzado el bloque NW, lo que ha generado incisión fluvial en el bloque alzado mientras que deposición de sedimento en el bloque yacente, además de un nivel freático, posiblemente a menor profundidad al oeste de la falla, lo que queda en evidencia por un cambio en la tonalidad de la vegetación y queda graficado en los perfiles topográficos (Figura 3.44), donde se muestra un desnivel de  $58 \pm 16$  cm. Además se aprecia un cambio abrupto en la trayectoria del cauce del estero, al pasar por la traza de la falla, evidenciando un posible desplazamiento cuaternario en el rumbo con sentido dextral (Figura 3.43), esto último concuerda con el hecho de que esta falla pertenece al Set NE, el que ha sido definido tanto por el presente estudio como por Gonzales *et al.*

(2008), con una cinemática de rumbo dextral, dinámica de movimiento que se esperaría obtener en una falla con esta orientación al ser sometida a un esfuerzo principal ( $\Sigma_1$ ) en la dirección E-W, generado por la subducción en esa dirección.

Es decir esta falla sería una falla oblicua, con componente inversa vergente al SE, además de una componente de rumbo dextral.

Cabe destacar que estos depósitos no han sido fechados, pero son posteriores a las terrazas T6 (250 ms.n.m.), dado que se encuentran a una menor cota (175 ms.n.m.). Estos depósitos al estar un menor tiempo siendo sometidos al desplazamiento de la falla, es de esperarse que el escarpe formado en este tengan un menor desnivel, lo que efectivamente ocurre,  $h_2, h_3$  y  $h_4 < h_1$  (ver resultados).

Por otra parte, 850m al SW de la terraza, siguiendo la traza de la falla, abanicos aluviales postglaciares aparentemente están embalsados por un cambio en nivel base, producto de alzamiento de este, es decir, al alzarse el bloque NW producto de la componente inversa de la falla, se generó una zona deprimida susceptible a la deposición de sedimentos aluviales. Llama la atención en el abanico del NE, la presencia de un posible paleo canal aluvial abandonado al NE del canal principal actual, además de una pequeña curvatura en el canal aluvial del abanico del SW (Figura 3.45). Estas últimas características geomorfológicas podrían ser evidencias de desplazamiento en el rumbo con cinemática dextral, lo que concuerda con lo observado en la terraza Glacio-lacustre y la llanura fluvial.

Edades obtenidas por García *et al.* (2012), con  $^{10}\text{Be}$  en morrenas cercanas, indican que la zona fue descubierta de hielo hace aproximadamente 15 ka. Por lo que estos abanicos tienen una edad posterior a esta.

Dado que el escarpe en la terraza glacio-lacustre presenta un desnivel de  $5,5 \pm 1$  m en un depósito de  $21,75 \pm 4,25$  ka se concluye que esta falla genera alzamiento a una tasa de  $0,25 \pm 0,1$  mm/año. Por otro lado, al tener un manteo de aproximadamente  $45^\circ$ , por trigonometría se requiere de un desplazamiento de al menos  $0,35 \pm 0,14$  mm/año para generar esta deformación. Esta es una tasa de desplazamiento mínima ya que no se toma en cuenta el posible desplazamiento en la componente de rumbo, debido a que esta tasa no ha sido calculada, además de la carencia de indicadores cinemáticos (estrías, fibras minerales, etc.) que indiquen el sentido exacto de desplazamiento.

Por lo tanto según lo explicado anteriormente la tasa de desplazamiento mínima de la Falla Terraza Las Chinas, durante los últimos  $21,75 \pm 4,25$  ka, es de  $0,35 \pm 0,14$  mm/año.

Se propone estudiar en mayor profundidad esta falla, obtener cinemática precisa y tasas de desplazamiento total, verificar *in situ* los escarpes, realizar trincheras en estos para estudiar la estratigrafía y encontrar niveles datables que evidencien paleosismos como lo realizado por Vargas *et al.* (2012).

#### 4.2.4 Lagos tectónicos

Numerosos lagos y depresiones en su mayoría rellenos de sedimentos, se encuentran en la zona (Figura 4.11), estas fueron estudiadas por Gonzales *et al.* (2008), quienes mostraron que estas depresiones corresponden a pequeñas cuencas transtensivas inducidas por los movimientos transcurrentes de las numerosas fallas existentes (Figura 4.12), además de las depresiones formadas en los bloques yacientes de las fallas inversas.

Es de esperar que estas pequeñas cuencas, muchas de estas endorreicas, sean rápidamente rellenas de sedimentos, uniformando el terreno y más aun con un entorno rocoso altamente susceptible a erosión como son las lutitas altamente fracturas de la Fm. Cerro Toro. Se desprende, que estas cuencas podrían estar siendo aún profundizadas por efecto tectónico, mientras lentamente son rellenas por sedimento. Se recomienda estudiar las tasas de erosión-sedimentación en estas depresiones, para concluir si es esta una evidencia de tectónica actual.

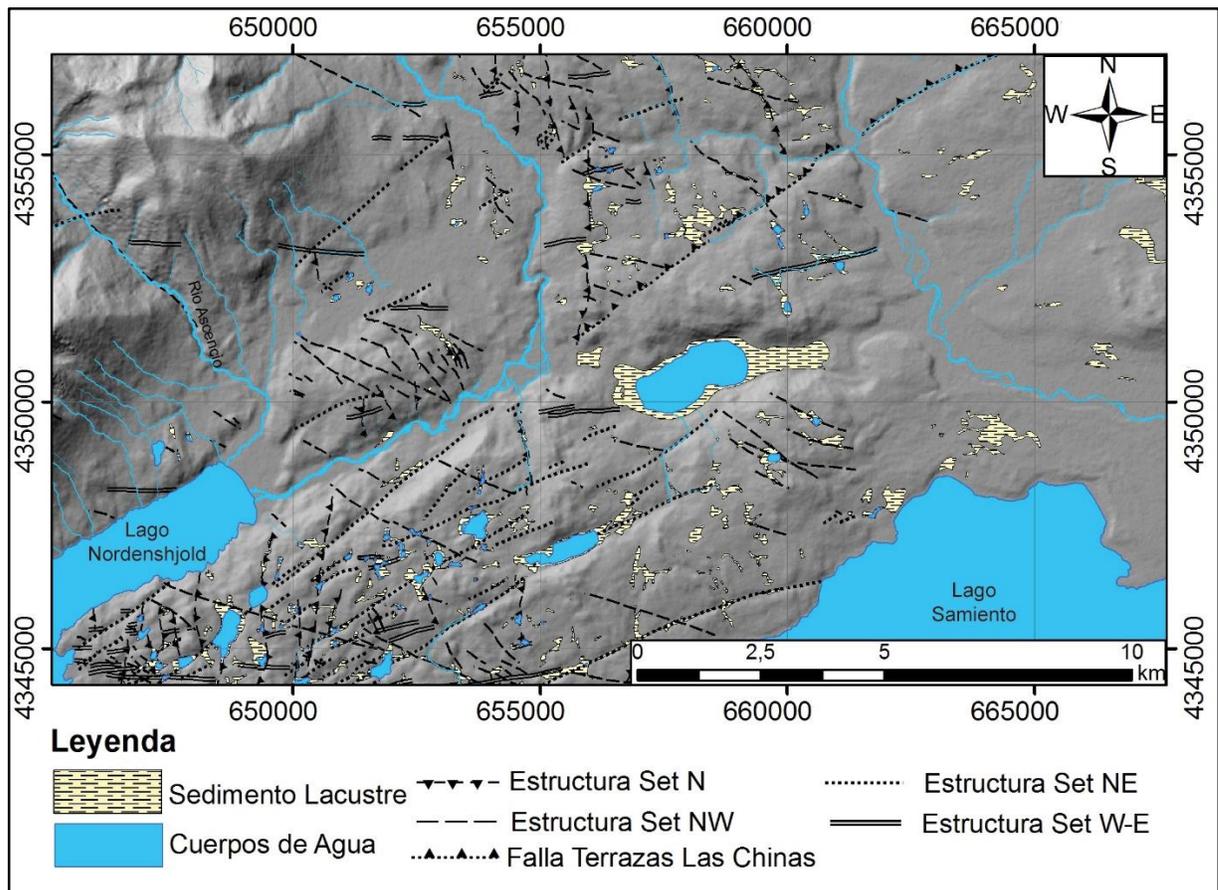


Figura 4.11. Mapa del sector centro sur del área de estudio donde se muestran los principales lineamientos del sector además de los depósitos lacustres y cuerpos de agua. Fondo corresponde a relieve en sombras a partir de DEM Alos Palsar.

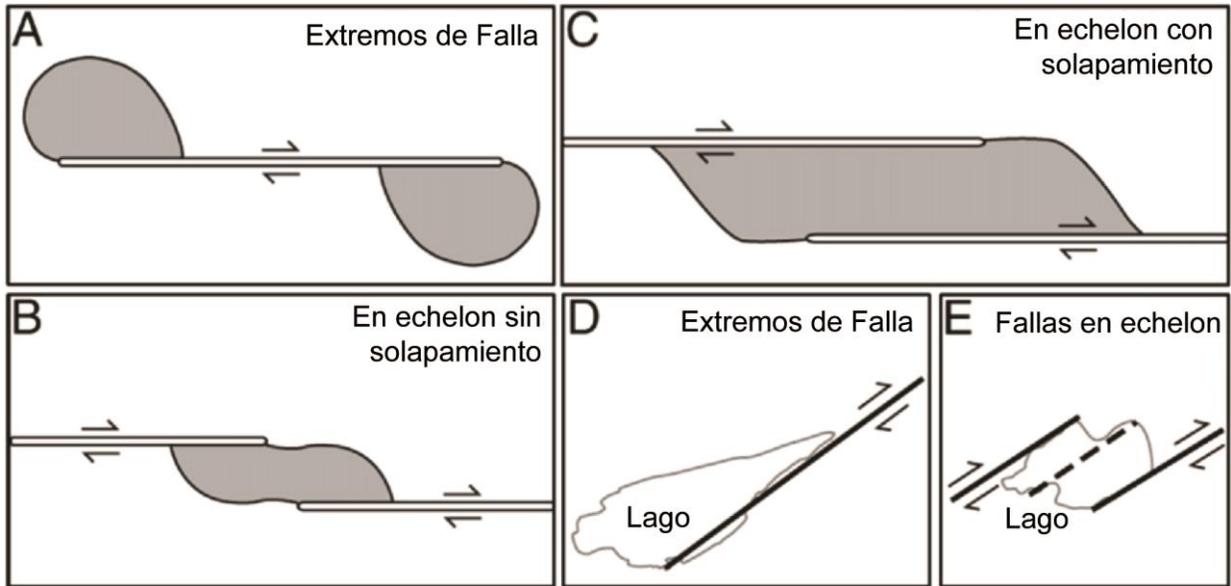


Figura 4.12. Zonas con reducción en el stress medio, lo que las hace propensas a formar cuencas transensivas. A) Extremos de trazas de falla. B y C) Entre steps-over en fallas con geometría en echelon. D y E) Representación de lagos que se forman asociados a transtensión. Modificado de Gonzales et al., (2008).

### 4.3 Peligro sísmico asociado

Importante destacar que todo el cálculo de peligro sísmico tiene sentido únicamente al confirmar que las estructuras en cuestión correspondan a fallas activas. En el caso de la Falla Vega Capón la principal evidencia de actividad es la morrena cortada y desplazada (?), pero esto es necesario verificar en estudios posteriores. Mientras que en el caso de la Falla Terraza Las Chinas, sería necesario realizar trincheras en la traza de la falla para corroborar su actividad con plena certeza.

Para el cálculo de la magnitud máxima esperable, se opta por ocupar la relación Magnitud vs Largo de ruptura de Wells y Coppersmith (1994), ya que se puede considerar el largo de la traza de la falla visible en superficie como el largo de ruptura. Mientras que la relación entre magnitud y desplazamiento de la falla no se podría utilizar con los datos disponibles para las Fallas Vega Capón y Terraza Las Chinas, ya que en el primer caso se tiene una morrena desplazada 10m, lo que excede ampliamente el desplazamiento esperable para un único sismo en una falla de estas dimensiones. Según la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994), que relaciona largo de ruptura con desplazamiento del sismo, para obtener un desplazamiento de ~10m, se necesita un largo de ruptura de aproximadamente 215 km (Figura 4.13), lo que excede ampliamente los 35 km que como máximo (medido) tendría esta falla. Por lo que se deduce que estos ~10 m de desplazamiento no se deben a un único sismo, sino al desplazamiento acumulado por numerosas eventos.

Por otro lado, para el caso de la Falla Terraza Las Chinas se tiene un desplazamiento mínimo en la terraza glacio-lacustre de ~7,8 m lo que mediante la misma relación se necesita un largo de ruptura de ~170 km (Figura 4.13), lo que excede ampliamente los 34 km que como máximo (medido) tendría esta falla. Por lo que se deduce que estos ~7,8 m de desplazamiento no se deben a un único sismo, sino al desplazamiento acumulado por numerosos eventos.

Mientras que en la llanura fluvial el desplazamiento relativo es alrededor de 82 cm, la cual se relaciona a un largo de ruptura de aproximadamente 18 km (Figura 4.13), lo que está dentro del rango máximo de longitud de la falla (34 km), por lo que no se puede descartar que este escarpe corresponda al generado por un único sismo con ruptura superficial.

En el caso de ser un único evento el responsable de generar dicho escarpe, la magnitud esperada para este sismo, habría sido según la relación Desplazamiento vs. Magnitud de momento, un sismo de magnitud 6,62  $M_W$  con ruptura superficial (Figura 4.14). Esta es una magnitud mínima ya que considera que todo el desplazamiento corresponde a la componente inversa, pero como se explicó anteriormente la componente inversa podría ser solo una fracción del desplazamiento total.

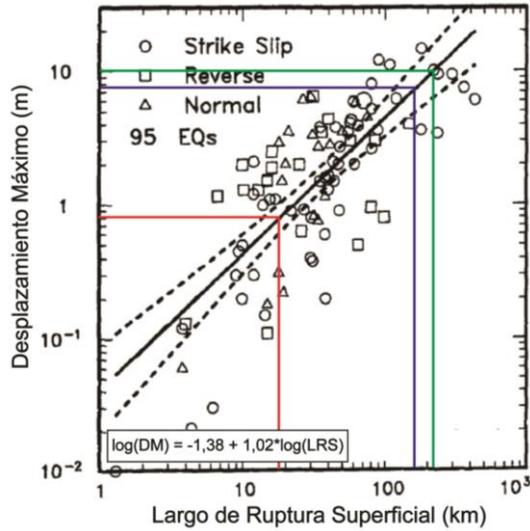


Figura 4.13. Relación empírica entre largo de ruptura y desplazamiento máximo, Modificado de Wells y Coppersmith (1994). En verde largo necesario para la Falla Vega Capón al tener un desplazamiento de ~10 m. En Azul largo necesario para la Falla Terraza Las Chinas al tener un desplazamiento de ~7,8 m. En rojo largo necesario para la misma falla al tener un desplazamiento de ~0,82 m (Estos cálculos son suponiendo que el desplazamiento se debe a un único evento).

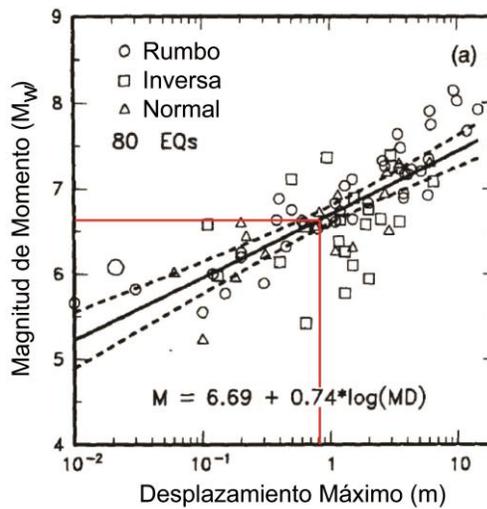


Figura 4.14. Relación empírica entre Desplazamiento Máximo y Magnitud de Momento, Modificado de Wells y Coppersmith (1994). En rojo, sismo de magnitud 6,62  $M_w$  sería capaz de generar escarpe de 58 cm en la Falla Terraza Las Chinas.

Por otro lado según las leyes de atenuación de Campbell (1997) (Figura 4.15), el PGA del suelo a escasos kilómetros de la falla puede superar incluso los 0,6g en rocas débiles, como las rocas sedimentarias que rellenan la Cuenca de Magallanes lo que significa una aceleración efectiva superior a 0,4g (Fernández, 2018), (Categoría 3 de la zonificación sísmica, Tabla 4.3). Sin embargo, la Normativa Sísmica Chilena (NCh 433.Of1996), designa esta zona del país en categoría 1 (Figura 4.16), es decir, que la infraestructura que se construya debe estar preparada para aceleraciones horizontales

efectivas de al menos 0,1 g. Lo que reabre el debate de incluir en la zonificación sísmica las fuentes sismogénicas corticales.

Si bien es cierto, dada la prácticamente inexistente infraestructura en las cercanías de las fallas estudiadas en el presente estudio y el largo periodo necesario para almacenar energía suficiente para generar un terremoto (~3000 años para desplazar un metro), el riesgo que revisten estas fallas es prácticamente nulo, ya que la infraestructura que podría verse afectada son únicamente, la Portería Laguna Amarga, Portería Laguna Azul, Hostería Las Torres y Hostería Lago Pehoé, otra realidad diametralmente opuesta se presenta en otros lugares del país donde grandes poblaciones se ven expuestas a amenazas sísmicas.

Hasta el día de hoy, la Normativa Sísmica Chilena, únicamente toman en cuenta los sismos Interplaca tipo thrust, además del caso particular de la Región de Magallanes donde también se incluye la traza principal de la Falla Magallanes-Fagnano. Sin embargo, como se desprende del presente estudio, en dicha región existen fallas activas, es decir, con la capacidad de generar terremotos corticales, que implicarían altas aceleraciones del suelo y por ende daños materiales, a gran distancia de los contactos interplaca.

Esta realidad se replica a lo largo del país, con innumerables fallas como San Ramón, Cariño Botado, Liquiñe-Ofqui, Atacama, Del Diablo (e.g. Arancibia *et al.*, 2009; Carrizo *et al.*, 2008; Costa *et al.*, 2012; Guzmán-Marín *et al.*, 2015; Medina, 2018; Rauld *et al.*, 2006 y 2009; Troncoso, 2014; Vargas *et al.*, 2012), como en tantas otras que esperan silentes, algún día despertar.

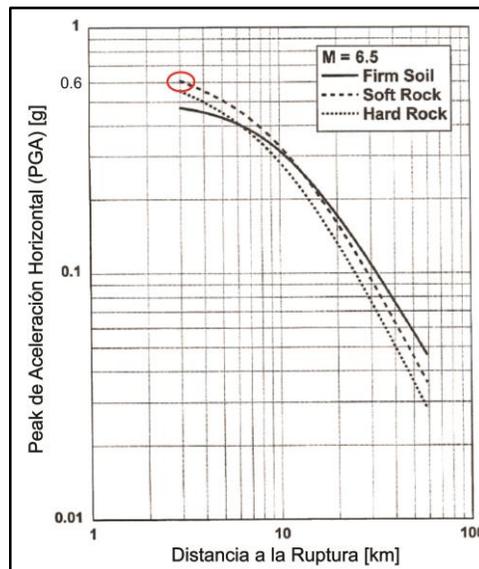


Figura 4.15. Atenuación del *Peak* de Aceleración Sísmica (PGA) en función de la distancia para un sismo de Magnitud 6,5  $M_w$  en distintos tipos de suelo. Para las inmediaciones de un sismo de esta magnitud en rocas débiles, como las del área estudiada, se alcanzarían PGA de 0,6g (elipse roja), equivalente a una aceleración efectiva mayor a 0,4g (Fernández, 2018). Modificado de Campbell (1997).

Tabla 4.3. Valor de la aceleración efectiva  $A_0$  para cada una de las Zonas Sísmicas, según NCh 433.Of1996.

| Zona Sísmica | $A_0$ |
|--------------|-------|
| 1            | 0,2g  |
| 2            | 0,3g  |
| 3            | 0,4g  |

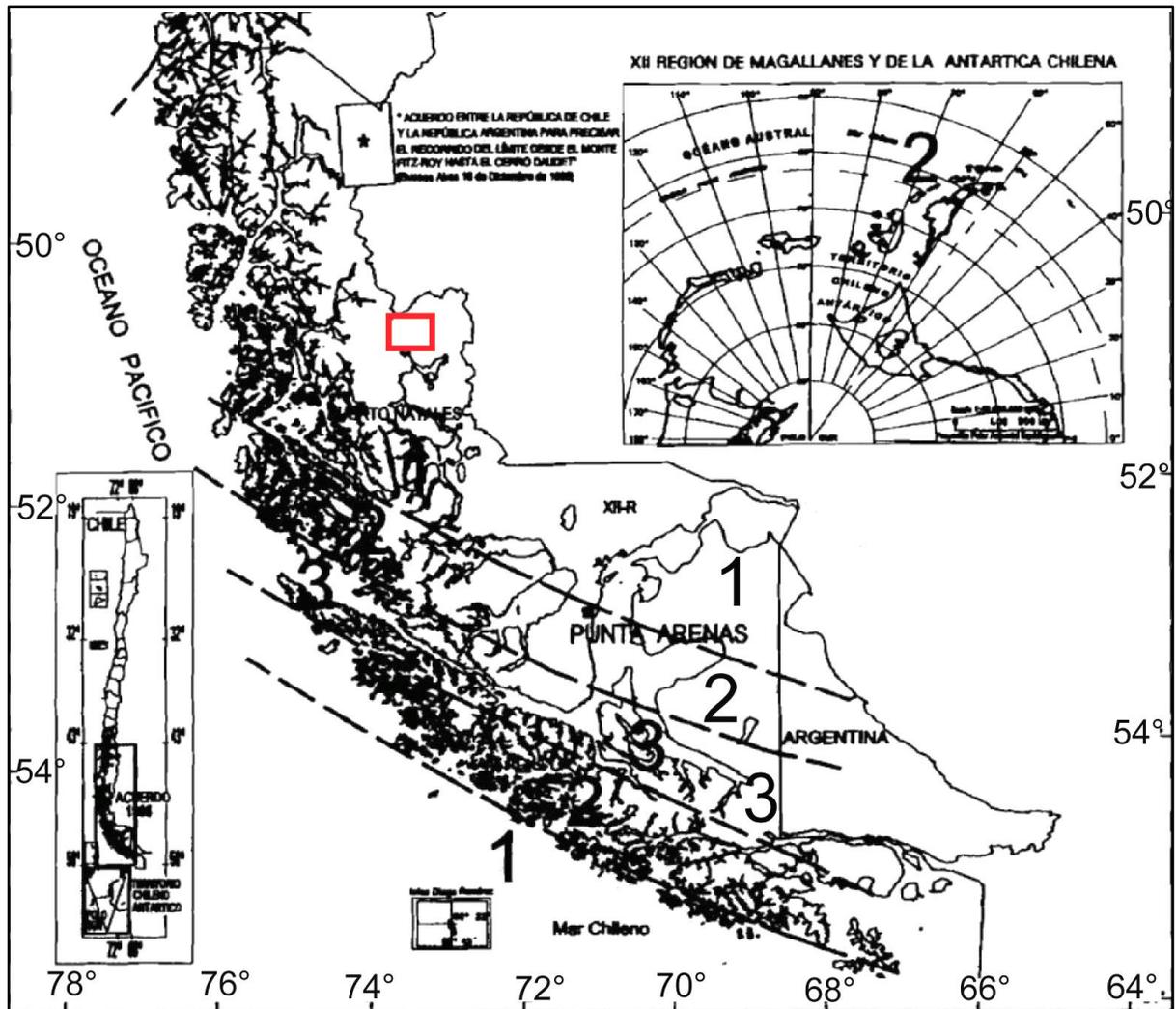


Figura 4.16. Zonificación sísmica Chilena (NCh 433.Of1996), para la Región de Magallanes y la Antártica Chilena. Rectángulo rojo indica el área de estudio.

## Capítulo 5

### 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Finalmente una vez realizado y analizado el trabajo antes expuesto se concluye:

- La Faja Plegada y Corrida de Magallanes facilita la deformación al ser expuesta a esfuerzos tectónicos, debido a la existencia de abundantes fallas preexistentes, como también a la presencia de litología poco competente (lutitas de la Fm. Cerro Toro).
- A partir de las orientaciones y cinemáticas obtenidas de los Set NW, N y NE, se concluye que estas fallas son coherentes con el modelo de Riedel-Petit, bajo un mismo régimen de esfuerzo, con un sigma 1 de orientación N82°W (Orientación que no necesariamente es igual a la actual).
- Se demuestra la existencia de rasgos geomorfológicos a partir de los cuales, se infiere la existencia de actividad neotectónica, en una zona del país que se entendía carecía de esta.
- A partir de lo observado en las fracturas expuestas en la superficie pulida por el paso de los hielos pleistocenos, se deduce que el Set NW ha presentado actividad tectónica en los últimos ~10ka.
- Para la **Falla Vega Capón** se obtiene una posible tasa de desplazamiento promedio para los últimos ~12 ka, de **0,85 ± 0,28 mm/año**, con cinemática sinistral. Esto debe ser ratificado con trabajo en terreno.
- De ratificarse el punto anterior, la **Falla Vega Capón** podría generar sismos de magnitud **6,87 M<sub>w</sub>**, los que implicarían un **PGA** de incluso **0,6g**.
- La **Falla Terraza Las Chinas** es una estructura activa, de desplazamiento inverso, vergente al SE, con una posible componente dextral y una tasa de desplazamiento promedio durante los últimos 21,75±4,25 ka, de al menos **0,35±0,14 mm/año**.
- La **Falla Terraza Las Chinas** podría generar sismos de magnitud **6,85 M<sub>w</sub>**, los que implicarían un **PGA** de incluso **0,6g**, superando ampliamente la normativa sísmica vigente.
- Se extiende la zona de influencia del contacto entre las Placas Scotia y Sudamericana hasta estas latitudes.

## Se Recomienda:

- Precisar en terreno el contacto entre las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro al norte del Lacolito Torres del Paine, dado que este límite no está del todo claro. Producto del difícil acceso a la zona realizar una campaña de terreno sería muy dificultoso, por lo que para precisar este límite se recomienda hacer un análisis espectral con imágenes satelitales (Lansat, Aster, etc.). Posiblemente la distribución espectral de bandas, muestre diferencia entre las litologías de cada formación.
- Verificar en terreno que la morrena ubicada al NW de Vega Capón sea efectivamente una morrena cortada por actividad tectónica y con esto ratificar la actividad cuaternaria de la falla.
- Verificar en terreno los depósitos fluviales del río Paine, en la zona de Serón y Coirón, dado que ahí existen numerosas y extensas fallas del Set NW que lo cruzan, sin que se aprecie en imágenes satelitales afectación de estos depósitos.
- Recorrer en terreno la Falla Terraza Las Chinas entre la portería Laguna Amarga y el río Las Chinas, debido a la posibilidad de existencia de rasgos geomorfológicos que indiquen actividad neotectónica en el sector, lo que no ha sido posible precisar mediante imágenes satelitales.
- Estudiar en mayor profundidad esta falla, obtener cinemática precisa y tasas de desplazamiento total, verificar *in situ* los escarpes, realizar trincheras en estos para estudiar la estratigrafía y encontrar niveles datables, que evidencien paleosismos.
- Recorrer en terreno la incisión generada por la Falla Laguna Amarga, en las terrazas glacio-lacustres al sur de la Laguna Amarga, para verificar la afectación del depósito producto de esta.
- Constatar en terreno la cinemática de los lineamientos W-E.
- Incluir en la normativa sísmica nacional los sismos de origen cortical, dado que estos pueden generar aceleraciones en el suelo incluso superiores a sismos interplaca tipo thrust, además de otros riesgos asociados, como licuefacción, remociones en masa y tsunamis.

## 6 BIBLIOGRAFÍA

- Abascal, L. D. V., & González-Bonorino, G. (2008). Seismic risk associated with the Magallanes-Fagnano continental transform fault, Tierra del Fuego, Southern Argentina. In *7th International Symposium on Andean geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts* (pp. 13-16).
- Airo, A. (2010). *Biotic and abiotic controls on the morphological and textural development of modern microbialites at Lago Sarmiento, Chile*. Stanford University.
- Aniya, M., (1995). Holocene glacial chronology in Patagonia: Tyndall and Upsala Glaciers. *Arct. Alp. Res.* 27, 311–322.
- Aniya, M., (1996). Holocene variations of Ameghino Glacier, southern Patagonia. *Holocene* 6, 247– 252.
- Allen, R. B., (1982). Geología de la cordillera Sarmiento, Andes Patagónicos entre los 51° 00' y 52°15' lat. Sur, Magallanes, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Boletín* 38.
- Alvarez-Marrón, J., (1993). Geometry and Evolution of the Frontal Part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt, Tierra del Fuego, Southern Chile. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77, 1904-1921.
- Ameghino, F., (1889). Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba* 6: 1-1027.
- Arancibia, G., Rojas, C., & Cembrano, J. (2009). Relación entre avalanchas volcánicas y zonas de falla regionales: Un ejemplo en el volcán Antuco (37, 5°S), Andes del Sur. *Santiago*, 22, S9\_004.
- Arbe, H. A. (1989). Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz. *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Chebli, G.; Spalletti, LA; editors). *Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica*, 6, 419-442.
- Arbe, H. A., & Hechem, J. J. (1984). Estratigrafía y facies de depósitos marinos profundos del Cretácico Superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. In *IX Congreso Geológico Argentino (Bariloche)*. *Actas* (Vol. 5, pp. 7-41).
- Armitage, D. A., Romans, B. W., Covault, J. A., & Graham, S. A. (2009). The influence of mass-transport-deposit surface topography on the evolution of turbidite architecture: The Sierra Contreras, Tres Pasos Formation (Cretaceous), southern Chile. *Journal of Sedimentary Research*, 79(5), 287-301.
- Barka, A. A., & Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684.
- Barker, P., (2001). Scotia Sea regional tectonic evolution implications for mantle. *Earth – Science Reviews* 55, 1-39.
- Barreda, V.D., Palazzesi, L., Marensi, S., (2009). Palynological record of the Paleogene Río Leona Formation (southernmost South America): Stratigraphical and paleoenvironmental implications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 154 (1-4): 22-33.
- Barrientos SE (2007). Earthquakes in Chile. In: Moreno T, Gibbons W (eds) The geology of Chile. *The Geological Society of London, London*, pp 263–289
- Bennett, R. A., Wernicke, B. P., Niemi, N. A., Friedrich, A. M., & Davis, J. L. (2003). Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data. *Tectonics*, 22(2).

- Bernhardt, A., Jobe, Z. R., Grove, M., & Lowe, D. R. (2012). Palaeogeography and diachronous infill of an ancient deep-marine foreland basin, Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Magallanes Basin. *Basin Research*, 24(3), 269-294.
- Betka, P., Klepeis, K., & Mosher, S. (2016). Fault kinematics of the Magallanes-Fagnano fault system, southern Chile; an example of diffuse strain and sinistral transtension along a continental transform margin. *Journal of Structural Geology*, 85, 130-153.
- Biddle, K. T., & Christie-Blick, N. (1985). Glossary—Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation.
- Bostelmann, J.E., Le Roux, J.P., Vásquez, A., Gutiérrez, N.M., Oyarzún, J.L., Carreño, C., Torres, T., Otero, R., Llanos, A., Fanning, C.M., Hervé, F. (2013). Burdigalian deposits of the Santa Cruz Formation in the Sierra Baguales, Austral (Magallanes) Basin: Age, depositional environment and vertebrate fossils. *Andean Geology* 40 (3): 458-489.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R., De Wit, M.J., (1978). Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters* 41, 32-46.
- Cagnolatti, M.J., Miller, M.L., (2002). Los reservorios de la Formación Magallanes, in: Schiuma, Hinterwimmer, Vergani, G. (Eds.), Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina, pp. 91-117.
- Caldenius, C.C., (1932). Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geogr. Ann.* 14, 1– 164 (English summary pages 144– 157).
- Calderón, M., (2000). Estudio petrográfico de las rocas metamórficas ubicadas al este del Batolito Patagónico en la región de Magallanes (48°-50° L.S.). Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 86 pp.
- Calderón, M., Hervé, F., Massonne, H.J., Tassinari, C.G., Pankhurst, R.J., Godoy, E., Theye, T., (2007b). Petrogenesis of the Puerto Edén Igneous and Metamorphic Complex, Magallanes, Chile: Late Jurassic syn-deformational anatexis of metapelites and granitoid magma genesis. *Lithos* 93, 17-38.
- Campos H., Soto, D., Parra O., Steffen, W., Aguero, G., (1996), Limnological studies of Amarga Lagoon, Chile: a saline lake in Patagonian South America. *International Journal of Salt Lake Research*, 4, 301-314 pp.
- Carey, S.W., (1955). The orocline concept in geotectonics. *Proceeding of the Royal Society of Tasmania* 89, 255-288.
- Carrasco, J. F., Casassa, G., & Rivera, A. (2002). Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield. In *The Patagonian Icefields* (pp. 29-41). Springer, Boston, MA.
- Carrizo, D., González, G., & Dunai, T. (2008). Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con <sup>21</sup>Ne cosmogónico. *Revista geológica de Chile*, 35(1), 01-38.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., (2007). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in: Geology of Chile, Chapter 3 (Gibbons, W. and Moreno, T., editors), *The Geological Society, London, Special Publication* 21-116.
- Cecioni, G. (1955). Distribuzione verticale di alcune Kossmaticeratidae della Patagonia cilena. *Società Geologica Italiana, Bolettino*, 74, 141-148.

- Cecioni, G. (1956). Leopoldia? paynensis Favre: sua posizione stratigrafica in Patagonia. *Atti Società Italiana di Scienze Naturali*, 95, 135-145.
- Cecioni, G. O. (1957). Cretaceous flysch and molasse in Departamento Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin*, 41(3), 538-564.
- Clapperton, C. (1993). *Quaternary geology and geomorphology of South America* (No. 551.79 (8) CLA).
- Clapperton C, Seltzer G. (2001). Glaciation during marine isotope Stage 2 in the American Cordillera. In *Interhemispheric Climate Linkages*, Markgraf V (ed.). *Academic Press: San Diego, CA*.
- Coronato A, Martinez O, Rabassa J. (2004<sup>a</sup>). Pleistocene glaciations in Argentine Patagonia, South America. In *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica*, Ehlers J, Gibbard P (eds.) *Quaternary Book Series. Elsevier: Amsterdam*; 49-67.
- Costa, C. H., Smalley Jr, R., Schwartz, D. P., Stenner, H. D., Ellis, M., Ahumada, E. A., & Velasco, M. S. (2006). Paleoseismic observations of an onshore transform boundary: the Magallanes-Fagnano fault, Tierra del Fuego Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 647-657.
- Costa, C., Alvarado, P., Navarro, C., & Araujo, M. (2011). Peligrosidad sísmica asociada a eventos neotectónicos. In *Relatorio 18 Congreso Geológico Argentino en Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén* (pp. 867-869).
- Crane, W. H., & Lowe, D. R. (2008). Architecture and evolution of the Paine channel complex, Cerro Toro formation (Upper Cretaceous), Silla syncline, Magallanes basin, Chile. *Sedimentology*, 55(4), 979-1009.
- Crider, J. G., & Peacock, D. C. (2004). Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations. *Journal of Structural Geology*, 26(4), 691-707.
- Cuitiño, J.I., Scasso, R.A., (2010). Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 406-417.
- Cuitiño, J.I., Scasso, R.A., (2013). Reworked pyroclastic beds in the early Miocene of Patagonia: Reaction in response to high sediment supply during explosive volcanic events. *Sedimentary Geology* 289: 194-209
- Darwin, Ch., (1842). On the distribution of erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Trans. Geol. Soc. London, 2nd.Ser. VI*, 415-431.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101(2), 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80.
- Denton GH, Heusser CJ, Lowell TV, Moreno PI, Andersen BG, Heusser LE, Schlu"chter C, Marchant DR. (1999). Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska. Annaler* 81A(2): 107-153.
- Dokka, R. K., & Travis, C. J. (1990). Late Cenozoic strike-slip faulting in the Mojave Desert, California. *Tectonics*, 9(2), 311-340.

- Domínguez-Villar, D. (2006). Early formation of gnammas (weathering pits) in a recently glaciated area of Torres del Paine, southern Patagonia (Chile). *Geomorphology*, 76(1-2), 137-147.
- Dott, R.H., Winn, R.D., Dewit, M.J., Bruhn, R.L., (1977). Tectonic and sedimentary significance of Cretaceous Tekenika Beds of Tierra del Fuego. *Nature* 266, 620-622.
- Douglass DC, Singer BS, Kaplan MR, Mickelson DM, Caffee MW. (2006). Cosmogenic nuclide Surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quaternary Geochronology* 1: 43– 58.
- Duvall, A. R., & Clark, M. K. (2010). Dissipation of fast strike-slip faulting within and beyond northeastern Tibet. *Geology*, 38(3), 223-226.
- Espinoza, M., (2012). INTERPRETACIÓN TECTÓNICA DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA PRESENTE EN LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MAGALLANES BASADA EN ESTUDIOS DE ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM), TIERRA DEL FUEGO, CHILE (53°41' - 55°47'S), Tesis para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Faúndez, V., Hervé, F., & Lacassie, J. P. (2002). Provenance studies of prelate Jurassic metaturbidite successions of the Patagonian Andes, southern Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45(4), 411-425.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., (1999). 40Ar-39Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172, 83-96.
- Fernández, A. M. (2018). Sistema de monitoreo acelerográfico del Laboratorio de Ingeniería Sísmica. *Revista Ingeniería*, 28(1), 96-114.
- Feruglio, E., (1938). El Cretácico superior del lago San Martín (Patagonia) y de las regiones adyacentes. *Physis* 12: 293-342.
- Feruglio, E., (1944). Estudios geológicos y glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 37: 3-255.
- Feruglio, E., (1949). Descripción geológica de la Patagonia. *Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomo I*: 334 p. Buenos Aires.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., (2003). Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology* 31, 1081-1084.
- Fildani, A., & Hessler, A. M. (2005). Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes–Magallanes basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12), 1596-1614.
- Fildani, A., Romans, B. W., Fosdick, J. C., Crane, W. H., & Hubbard, S. M. (2008). Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. *Arizona Geological Society Digest*, 22, 259-268.
- Fogwill, C.J. and Kubik, P.W. (2005): A glacial stage spanning the Antarctic Cold Reversal in Torres del Paine (51°S), Chile, based on preliminary cosmogenic exposure ages. *Geogr. Ann.*, 87 A (2): 403–408.

- Fosdick, J.C., (2008). Assessing deformation and exhumation patterns in the Magallanes foreland basin and Andean fold-and-thrust belt: *A progress report: Stanford Project on Deep-Water Depositional Systems (SPODDS) Proceedings 16*: 103-131.
- Fosdick, J. C., Romans, B. W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., & Graham, S. A. (2011). Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51 30' S. *Bulletin*, 123(9-10), 1679-1698.
- Fosdick, J. C., Grove, M., Hourigan, J. K., & Calderon, M. (2013). Retroarc deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 504-517.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., (2001). Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 257-270.
- Fuis, G. S., Clayton, R. W., Davis, P. M., Ryberg, T., Lutter, W. J., Okaya, D. A., & Baher, S. A. (2003). Fault systems of the 1971 San Fernando and 1994 Northridge earthquakes, southern California: Relocated aftershocks and seismic images from LARSE II. *Geology*, 31(2), 171-174.
- Furque, G. (1973). Descripción geológica de la Hoja 58b Lago Argentino. *Boletín del Servicio Nacional Minero y Geológico* 140: 1-49. Buenos Aires.
- Furque, G., Camacho, H.H. (1972). El Cretácico Superior y Terciario de la región Austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). *En: Jornadas Geológicas Argentinas, No. 4, Actas 3: 61-76. Buenos Aires.*
- Galeazzi, J.S., (1998). Structural and stratigraphic evolution of the western Malvinas Basin, Argentina. *AAPG Bull.-Am. Assoc. Petr. Geol.* 82, 596-636.
- Gan, W., Zhang, P., Shen, Z. K., Niu, Z., Wang, M., Wan, Y., & Cheng, J. (2007). Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B8).
- García, J. L., Kaplan, M. R., Hall, B. L., Schaefer, J. M., Vega, R. M., Schwartz, R., & Finkel, R. (2012). Glacier expansion in southern Patagonia throughout the Antarctic cold reversal. *Geology*, 40(9), 859-862.
- García, J. L., Hall, B. L., Kaplan, M. R., Vega, R. M., & Strelin, J. A. (2014). Glacial geomorphology of the Torres del Paine region (southern Patagonia): Implications for glaciation, deglaciation and paleolake history. *Geomorphology*, 204, 599-616.
- García, J. L., Strelin, J. A., Vega, R. M., Hall, B. L., & Stern, C. R. (2015). Deglacial ice-marginal glaciolacustrine environments and structural moraine building in Torres del Paine, Chilean southern Patagonia. *Andean Geology*, 42(2).
- Ghidella, M.E., Yáñez, G., LaBrecque, J.L., (2002). Revised tectonic implications for themagnetic anomalies of the western Weddell Sea. *Tectonophysics* 347, 65–86.
- Ghiglione, M. C., Aguirre-González, A., & Olivero, E. B. (2002). Frente deltaico mioceno de Tierra del Fuego: facies, geometría y control tectónico. In *Congreso Geológico Argentino* (Vol. 16, No. 86).
- Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., (2005). Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes. *Tectonophysics* 405, 25-46.

- Ghiglione, M.C., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E.O., Pizzio, M.F., Reinoso, R.M., (2009). Structure and evolution of the Austral Basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 215-226.
- Ghiglione, M.C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevitch, J., Ramos, V.A., Vergani, G., Figueroa, D., Quesada, S., Zapata, y.T., (2010). Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 262-277.
- Ghiglione, M. C., Likerman, J., Giambiagi, L. B., Aguirre-Urreta, B., & Suarez, F. (2014). Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research*, 26(6), 726-745.
- Glasser, N.F. and Jansson, K. (2008 a). The glacial map of southern South America. *Journal of Maps*, v2008, 175-196.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Jansson, K. and Kleman, J. (2008 b). The glacial geomorphology and Pleistocene history of southern South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4), 365-390.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V., Aniya, M., (2004). Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change* 43, 79–101.
- Gonzales, J., & Aydin, A. (2008). The origin of oriented lakes in the Andean foreland, Parque Nacional Torres del Paine (Chilean Patagonia). *Geomorphology*, 97(3-4), 502-515.
- Gonzales, J., Rinaldi, V., del Valle Abascal, L., Alvarado, P., Bujalesky, G. G., & Güell, A. (2012). Paleoseismicity and seismic hazard in southern Patagonia (Argentina-Chile; 50–55 S) and the role of the Magallanes-Fagnano transform fault. *Natural hazards*, 61(2), 337-349.
- Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernandez, M. I., & Panza, J. L. (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16(1), 1-17.
- Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D., Harrison, T.M., Heizler, M.T., (1992). Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: New data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes. *Geological Society of America Bulletin* 104, 1497-1514.
- Grunow, A.M., Kent, D.V., Dalziel, I.W.D., (1987). Mesozoic evolution of West Antarctica and the Weddell Sea Basin: new paleomagnetic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 16-26.
- Gutierrez N. M., Le Roux, J.P., Bostelmann, E., Oyarzún, J.L., Ugalde, R., Vásquez, A., Otero, R.A., Araos, J., Carreño, C., Fanning, C.M., Torres, T., Hervé, F., (2013). Geology and stratigraphy of Sierra Baguales, Última Esperanza Province, Magallanes, Chile. *Bolletino dei Geofísica Teorica ed Applicata* 54 (2): 327.
- Guzmán-Marín, P., Lira, M. P., Tassara, A., & Urrutia, R. (2015, October). Nuevos antecedentes tectónicos del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui en la Cuenca de Intra-arco del Lago Maihue (40 16'S 72 W), Andes del Sur, Chile. In *Contribución al XIV Congreso Geológico Chileno*.
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P.I., and Ariztegui, D., (2003), Precise radiocarbon dating of lateglacial cooling in mid-latitude South America: *Quaternary Research*, v. 59, p. 70–78.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2348-2350.

- Harambour, S. y Soffia. J.M., (1988). Evaluación geológica y petrolera del extremo norte de la provincia de Última Esperanza (Inédito). *Empresa Nacional del Petróleo (Magallanes)*. 310 p.
- Harrison S. (2004). The Pleistocene glaciations of Chile. In Pleistocene Glaciations: Extent and Chronology, Ehlers J, Gibbard P (eds.) *INQUA/Elsevier: Amsterdam*; 89–103.
- Hervé, F., Aguirre, L., Godoy, E., (1998). Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los Complejos Metamórficos en Aysén, Chile. *X Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, II*, 134-137.
- Hervé, F., Fanning, C. M., 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., Mpodozis, C., (2005). The western Patagonia terrane collage: new facts and some thought-provoking possibilities, *Gondwana 12<sup>o</sup> Conference, Mendoza*.
- Hervé, F., Faundez, V., Calderón, M., Massonne, H.-J., Willner, A.P.,(2007a). Chapter 2: Metamorphic and plutonic basement complexes. in: Geology of Chile, Chapter 3 (Gibbons, W. and Moreno, T., editors), *The Geological Society, London, Special Publication*, p. 5-19.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., (2007b). The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394.
- Hervé, F., (2008). The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica acta* 6, 43-53.
- Hervé, F., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderón, M., & Thomson, S. N. (2010). Detrital zircon SHRIMP U–Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex of Tierra del Fuego: sedimentary sources and implications for the evolution of the Pacific margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 167(3), 555-568.
- Heusser C.J. (2003). Ice Age Southern Andes: A Chronicle of Palaeoecological Events. *Elsevier: Amsterdam*.
- Horsman, E., Tikoff, B., & Czeck, D. (2008). Rheological implications of heterogeneous deformation at multiple scales in the Late Cretaceous Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 120(1-2), 238-255.
- Hubbard, S. M., Romans, B. W., & Graham, S. A. (2008). Deep-water foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes basin, Chile: architectural elements of a sinuous basin axial channel belt. *Sedimentology*, 55(5), 1333-1359.
- Hünicken, M., (1955). Depósitos Neocretácicos y Terciarios del Extremo SSW de Santa Cruz (Cuenca carbonífera de Río Turbio). Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales (Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”), *Ciencias Geológicas* 4: 1-164.
- Jobe, Z. R., Bernhardt, A., & Lowe, D. R. (2010). Facies and architectural asymmetry in a conglomerate-rich submarine channel fill, Cerro Toro Formation, Sierra del Toro, Magallanes Basin, Chile. *Journal of Sedimentary Research*, 80(12), 1085-1108.
- Kaplan MR, Ackert RP, Singer BS, Douglass DC, Kurz MD. (2004). Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope Stage 2 in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin* 116: 308–321.

- Kaplan MR, Douglass DC, Singer BS, Ackert RP, Caffee MW. (2005). Cosmogenic nuclide chronology of pre-last glaciation maximum moraines at Lago Buenos Aires, 468 S, Argentina. *Quaternary Research* 63: 301–315.
- Kaplan, M. R., Moreno, P. I., & Rojas, M. (2008). Glacial dynamics in southernmost South America during Marine Isotope Stage 5e to the Younger Dryas chron: a brief review with a focus on cosmogenic nuclide measurements. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 23(6-7), 649-658.
- Kaplan MR, Fogwill CJ, Sugden DE, Hulton NRJ, Kubik PW, Freeman SPHT. (2008 b). Southern Patagonian and Southern Ocean climate during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews* 27:284–294.
- Katz, H. R. (1963). Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin*, 47(3), 506-524.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to Middle Proterozoic in North America? . *Geology* 17, 324-338.
- Kilian, R., Weigand, O., Altherr, R., (1997). Tertiary to Quaternary chemical trends of basalts from the Cordillera Baguales -50oS-: constraints on the geotectonic evolution of southernmost Andes. *En: Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 2: 1666-1670.*
- Klepeis, K.A., (1994b). Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13, 882-904.
- Klepeis, K., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C., Thomson, S., (2010). Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29.
- Kraemer, P. E., Ploszkiewicz, J. V., & Ramos, V. A. (2002, April). Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46 y 52 S. In *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del 15 Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Santa Cruz, Asociación Geológica Argentina* (pp. 353-364).
- Kraemer, P.E., (2003). Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56 degrees S.Lat). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 731-748.
- Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E. A., Hérial, G., Martinod, J., Régnier, M., & de la Cruz, R. (2004). Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 385(1-4), 211-241.
- Lagally, U. (1975). *Geologische Untersuchungen im Gebiet Lago General Carrera-Lago Cochrane, Prov. Aisen, Chile, unter besonderer Berücksichtigung des Grundgebirges und seiner Tektonik.* Lagally.
- Larson, R.L., (1991). Geological consequences of superplumes. *Geology* 19, 963-966.
- Le Roux, J.P., Puratich, J., Mourgues, A., Oyarzún, J.L., Otero, R.A., Torres, T., Hervé, F., (2010). Estuary deposits in the Río Baguales Formation (Chattian Aquitanian), Magallanes Province, Chile. *Andean Geology* 37: 329-344.
- Likerman. J., Burlando, J.F., Cristallini, E.O., Ghiglione, M.C. (2013). Along-strike structural variations in the Southern Patagonian Andes: Insights from physical modeling. *Tectonophysics* 590: 106-120.

- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., & Lippai, H. (2003). Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics*, 22(6).
- Macellari, C. E., Barrio, C. A., & Manassero, M. J. (1989). Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 2(3), 223-239.
- Malumián, N., Panza, J. L., Parisi, C., Nañez, C., Caramés, A. y Torre, E., (2001). Hoja Geológica 5172-III-Yacimiento Río Turbio, provincia Santa Cruz, 1:250.000. *Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires*, 247: 108p.
- Marden, C.J. (1993). Late Quaternary glacial history of the SouthPatagonian Icefield at Torres del Paine, Chile. *Ph.D. Thesis, University of Aberdeen*, 298.
- Marden C., and Clapperton C.M., (1995), Fluctuations of the South Patagonian Ice-field during the last glaciation and the Holocene, Department of Geography, University Of Aderdeen AB9 2UF, ScotlaInD. *Journal of Quaternary Science* 10(3).
- Marenssi, S.A., Santillana, S.N., Net, L.I., Rinaldi, C.A., (2000). Facies conglomerádicas basales para la Formación Río Leona al sur del lago Argentino, Provincia de Santa Cruz, Argentina. En: *Congreso Latinoamericano de Sedimentología, No. 2 y Reunión Argentina de Sedimentología, No. 8, Resúmenes: 109-110. Mar del Plata*.
- Marenssi, S.A., Limarino, C.O., Tripaldi, A., Net, L.I., (2005). Fluvial systems variations in the Río Leona Formation: Tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, southernmost Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 359-372.
- Márquez, L. M., Cartes, M. L., & Mascayano, V. P. Análisis de facies y ambiente de depositación de los depósitos del Valle del río Las Chinas, Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes y Antártica chilena.
- McClay, K., & Bonora, M. (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG bulletin*, 85(2), 233-260.
- McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Hulton, N.R.J., Sugden, D.E. and Clapperton, C.M., (2000): Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary. Science*, 15: 409–417.
- McCulloch R.D., Fogwill C.J., Sugden D.E. (2005). Late glacial maxima, the Antarctic Cold Reversal and the Younger Dryas in the Strait of Magellan and Bahía Inútil; a revised chronology. *GeografiskaAnnaler* 87: 289–312.
- McGill, S. F., Owen, L. A., Weldon, R. J., & Kendrick, K. J. (2013). Latest Pleistocene and Holocene slip rate for the San Bernardino strand of the San Andreas fault, Plunge Creek, Southern California: Implications for strain partitioning within the southern San Andreas fault system for the last~ 35 ky. *Bulletin*, 125(1-2), 48-72.
- Meade, B. J., & Hager, B. H. (2005). Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B3).
- Medina, J. (2018). Caracterización de la falla Cariño Botado (32°30'S) y su relación al West Andean Thrust System (WATS). Memoria para optar al título de geóloga. Universidad de Chile, Departamento de Geología.

- Meglioli A. (1992). Glacial geology and chronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. *PhD dissertation, Lehigh University, Bethlehem, PA.*
- Mendoza, L., Richter, A., Fritsche, M., Hormaechea, J. L., Perdomo, R., & Dietrich, R. (2015). Block modeling of crustal deformation in Tierra del Fuego from GNSS velocities. *Tectonophysics*, 651, 58–65.
- Menichetti, M., Lodolo, E., Tassone, A., (2008). Structural geology of the Fuegian Andes and Magallanes fold and thrust belt – Tierra del Fuego Island. *Geologica Acta* 6, 19-42.
- Mercer, J.H., (1968). Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial. *Am. J. Sci.* 266, 91–109.
- Mercer, J.H., (1970). Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial: II. *Am. J. Sci.* 269, 1 – 25.
- Mercer, J.H., (1976). Glacial history of Southernmost South America. *Quaternary Research* 6, 125-166.
- Mercer, J.H., (1982). Holocene glacier variations in southern Patagonia. *Striae* 18, 35– 40.
- Michael, J. (1983). Emplacement and differentiation of Miocene plutons in the foothills of the southernmost Andes. Ph.D.Thesis (Unpublished), *Columbia University*, 378 p.
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., & Ovtcharova, M. (2008). Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 ky. *Geology*, 36(6), 459-462.
- Mix AC, Bard E, Schneider R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20: 627–657.
- Moreno, P.I., Jacobson, G.L., Lowell, T.V., and Denton, G.H., (2001), Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile: *Nature*, v. 409, p. 804–808.
- Moreno, P.I., Kaplan, M.R., François, J.P., Villa-Martínez, R., Moy, C.M., Stern, C.R., Kubik, P.W., (2009). Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. *Geology*, 37(4), 375-378.
- Morley, C. K. (2004). Nested strike-slip duplexes, and other evidence for Late Cretaceous–Palaeogene transpressional tectonics before and during India–Eurasia collision, in Thailand, Myanmar and Malaysia. *Journal of the Geological Society*, 161(5), 799-812.
- Mpodosis, C., Kay, S. M., (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28°31 'S). *Revista Geológica de Chile* 17: 153-180.
- Mpodosis, C., Mella, P., Briceño, M., Álvarez, P., Elgueta, S., Vieytes, H., & Radic, J. P. (2006a). Proyecto Tranquilo-Otway, Informe Final. *Informe inédito Sipetrol SA Chile*, 290.
- Mpodosis M, C., Rojas, L., (2006b). Orogénesis en los Andes Patagónicos Australes de Tierra del Fuego: cierre de una "Cuenca Marginal" o colisión intracontinental?, *11° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, pp. 283-286.
- Mpodosis, C., Ramos, V.A., (2008). Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4), 481-497.
- Mukasa, S.B., Dalziel, I.W.D., (1996). Southernmost Andes and South Georgia Island, North Scotia Ridge: Zircon U-Pb and muscovite <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age constraints on tectonic evolution of Southwestern Gondwanaland. *Journal of South American Earth Sciences* 9, 349-365.

- Muñoz, J., (1981). Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile* 13/14: 63-78.
- Natland M. L., (1974). A System of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America Bulletin. Memoir*, 139 pp.
- Nemser, E. S., & Cowan, D. S. (2009). Downdip segmentation of strike-slip fault zones in the brittle crust. *Geology*, 37(5), 419-422.
- Norris, R. J., Koons, P. O., & Cooper, A. F. (1990). The obliquely-convergent plate boundary in the South Island of New Zealand: implications for ancient collision zones. *Journal of structural geology*, 12(5-6), 715-725.
- Oldow, J. S. (2003). Active transtensional boundary zone between the western Great Basin and Sierra Nevada block, western US Cordillera. *Geology*, 31(12), 1033-1036.
- Olivares, M., (2018). Caracterización Geovitínicola de Chile de la Región de Atacama a la Región de Aysén. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Otero, R.A., Oyarzún, J.L., Soto-Acuña, S., Yury-Yáñez, R., Gutierrez, N., Le Roux, J.P., Torres, T, Hervé, F., (2013). Neoselachians and chimaeriformes (chondrichthyes) from the latest Cretaceous-Paleogene of Sierra Baguales, southernmost Chile. Chronostratigraphic, paleobiogeographic and paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 48(0): 13-30.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.R., (1995). Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134, 23-36.
- Pankhurst, M.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R., (1998). The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81, 113-136.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156(4), 673-694.
- Pankhurst, M.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., (2000). Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, 605-625.
- Panza, J.L., (1995). Hoja Geológica 4969-I-II, Bahía Laura, escala 1: 250.000, Provincia de Santa Cruz, in: *Geológico, D.N.d.S. (Ed.)*, Buenos Aires, pp. 1-84.
- Parras, A., Dix, G.R., Gri\_n, M. (2012). Sr-isotope chronostratigraphy of Paleogene-Neogene marine deposits: Austral Basin, southern Patagonia (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 37: 122-135.
- Pedrazzini, M., Cagnolatti, M.J., (2002). Los reservorios de la Formación Springhill en el territorio continental, in: Schiuma, Hinterwimmer, Vergani, G. (Eds.), Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina, pp. 49-74.
- Pelayo, A. M., & Wiens, D. A. (1989). Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7293-7320.
- Petit, J. P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 597-608.

- Piatnitzky, A., (1938). Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras* 165: 45-85.
- Poblete, F., (2015). FORMACIÓN DEL OROCLINO PATAGÓNICO Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL SISTEMA PATAGONIA-PENÍNSULA ANTÁRTICA. Tesis para optar al título de Doctor en Ciencias de la tierra, con mención en Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Porter SC, Clapperton CM, Sudgen DE. (1992). Chronology and dynamics of deglaciation along and near the Strait of Magellan, southernmost South America. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca. 81*: 233–239.
- Prescott, W. H., Savage, J. C., Svarc, J. L., & Manaker, D. (2001). Deformation across the Pacific-North America plate boundary near San Francisco, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6673-6682.
- Quensel, P.D. (1910). Geologisch-petrogrE.phische studien in der Patagonischen Cordillera. *Geological Institute of Upsala, Bulletin, No. 11*, p. 1-115.
- Quensel, P. D., (1913). Die quarzporphyr und porphyroid-formation in Sudpatagonien und Feuerland. *Bulletin of the Geological Institute, Uppsala* 12: 1-40.
- Rabassa J, Clapperton CM. (1990). Quaternary glaciations in the southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9: 153–174.
- Rabassa J., Coronato A.M., Salemme M. (2005). Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 81–103.
- Ramírez, E., (2002). Geotermobarometría en metapelitas de complejos metamórficos de Aysen, Chile. Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 193 pp.
- Ramos, V.A., (1984). La Patagonia: ¿un continente paleozoico a la deriva?, *IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche*, pp. 311-328.
- Ramos, V.A., Keppie, J.D., (1999). Laurentia-Gondwana Connections before Pangea: Geological Society of America Special Paper. *Geological Society of America Special Paper* 336, 276.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Dahlquist, J.A., Baldo, E.G., Casquet, C.y.G., C., (2008). Revisiting accretionary history and magma sources in the Southern Andes: Time variation of "typical Andean granites", *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008)*, pp. 427-430.
- Rauld, R., Vargas, G., Armijo, R., Ormeño, A., Valderas, C., & Campos, J. (2006). Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 11, pp. 447-450).
- Rauld, R., Armijo, R., Vargas, G., Lacassin, R., Thiele, R., & Campos, J. (2009, November). Cartografía y modelación estructural del Frente Andino Occidental de Santiago, un sistema de pliegues por propagación de falla. In *XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile*.
- Romans, B.W., Hubbard, S.M., Graham, S.A., (2009). Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile. *Sedimentology* 56: 737-764.
- Rubilar-Rogers D., Soto-Acuña S., Otero R.A., Yury-Yañez R., (2013). First evidence of a dinosaur from Upper Cretaceous levels of the Dorotea Formation, Sierra Baguales, southernmost Chile. *Bolletino dei Geofísica Teorica ed Applicata* 54 (2): 345.

- Sagredo, E. A., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., Kaplan, M. R., Kubik, P. W., & Stern, C. R. (2011). Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52 S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination 1. *Geomorphology*, 125(1), 92-108.
- Savage, J. C., Svarc, J. L., & Prescott, W. H. (2004). Interseismic strain and rotation rates in the northeast Mojave domain, eastern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).
- Scott, K. M. (1966). Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile. *AAPG Bulletin*, 50(1), 72-107.
- Sernageomin, (2003). Mapa Geológico de Chile: Versión Digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1: 1,000,000 *Publicación Geológica Digital 4*.
- Segall, P., & Pollard, D. D. (1980). Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B8), 4337-4350.
- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakiñç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., & Rangin, C. (2005). The North Anatolian fault: A new look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 37-112.
- Singer BS, Ackert RP, Guillou H. (2004). 40Ar/39Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin* 116: 434–450.
- Skarmeta, J. J., & Castelli, J. C. (1997). Intrusion sintectónica del granito de las Torres del Paine, Andes patagónicos de Chile. *Andean Geology*, 24(1), 55-74.
- Smalley, R., Kendrick, E., Bevis, M. G., Dalziel, I. W. D., Taylor, F., Lauría, E., & Piana, E. (2003). Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9).
- Smith, C. H. L. (1977). *Sedimentology of the Late Cretaceous (Santonian-Maestrichtian) Tres Pasos Formation, Última Esperanza District, Southern Chile*. University of Wisconsin.
- Solari, M., (2010). PALEO-TERMOMETRÍA Y EVOLUCIÓN DEL SISTEMA HIDROLÓGICO DEL PARQUE NACIONAL TORRES DEL PAINE, PATAGONIA. Tesis para optar al título de Doctor en Ciencias de la tierra, con mención en Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Solari M.A., Hervé F., Le Roux J.P., Airo A., Sial A.N. (2010 a). Paleoclimatic significance of lacustrine microbialites: A stable isotope case study of two lakes at Torres del Paine, southern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. doi:10.1016/j.palaeo.2010.07.016.
- Solari, M. A., Le Roux, J. P., Hervé, F., Airo, A., & Calderón, M. (2012). Evolution of the Great Tehuelche Paleolake in the Torres del Paine National Park of Chilean Patagonia during the Last Glacial Maximum and Holocene. *Andean Geology*, 39(1).
- Stern, C.R., Elthon, D., (1979). Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications of ocean floor metamorphism. *Tectonophysics* 55, 179-213.
- Storey, B. C., King, E. C., & Livermore, R. A. (1997). Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up. *Oceanographic Literature Review*, 1(44), 37.
- Suárez, M., & Pettigrew, T. H. (1976). An upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113(4), 305-328.
- Thatcher, W. (2007). Microplate model for the present-day deformation of Tibet. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B1).

- Thomas, C. R. (1949). Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin*, 33(9), 1553-1578.
- Thomson, S. N., & Hervé, F. (2002). New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52 S). *Revista geológica de Chile*, 29(2), 255-271.
- Thomson, S. N., Brandon, M. T., Tomkin, J. H., Reiners, P. W., Vásquez, C., & Wilson, N. J. (2010). Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, 467(7313), 313.
- Torres, T., Cisterna, M., Llanos, A., Galleguillos, H., & Le Roux, J. P. (2009, November). Nuevos registros de Nothofagus Bl. en Sierra Baguales, Última Esperanza, Patagonia, Chile. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 12).
- Troncoso, M. (2014). Evidencia geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la depresión Los Andes - San Felipe, provincia de Los Andes, región de Valparaíso. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Ugalde, R., 2014. Contribucion al Conocimiento de la Estratigrafia Cenozoica de la Sierra Baguales: L Formacion Man Aike (Las Flores), Provincia de Última Esperanza, Magallanes. Memoria para optar al título de geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- Uliana, M. T., & Biddle, K. T. (1987). Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity, and depositional trends. *Gondwana six: structure, tectonics, and geophysics*, 40, 271-286.
- Vargas, G., & Rebolledo, S. (2012). Paleosismología de la Falla San Ramón e implicancias para el peligro sísmico de Santiago. In *XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, Meeting Abstracts* (pp. 851-853).
- Velasco, M. S., Ellis, M., & Smalley Jr, R. (2002). Active faulting in southern Tierra del Fuego. *Seismol Res Lett*, 73, 419.
- Von Gosen, W. (2003). Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implications for a Patagonia plate. *Tectonics*, 22(1).
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Wilson, T. J. (1991). Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 98-111.
- Winn Jr, R. D., & Dott Jr, R. H. (1979). Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*, 26(2), 203-228.
- Yabe, A., Uemura, K., Nishida, H., & Yamada, T. (2006). Geological notes on plant megafossil localities at Cerro Guido, Última Esperanza, Magallanes (XII) region, Chile. *Post-Cretaceous Floristic Changes in Southern Patagonia, Chile, Chuo University*, 5-10.
- Zambrano, J. J., & Urien, C. M. (1970). Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research*, 75(8), 1363-1396.

## 7 ANEXOS

### Anexo A

#### Evolución Tectónica de la Patagonia Austral Previo a la apertura de la Cuenca de Rocas Verdes

La historia evolutiva del extremo sur de Sudamérica presenta diferencias importantes con la descrita en latitudes al norte de los 40°S, donde gran parte del crecimiento continental se desarrolló en una fase de acreción de terrenos durante el Paleozoico Inferior (Pampia, Cuyania y Chilenia) los cuales no se prolongan más al sur de los 39°S (Von Gossen, 2003) marcando un límite para la paleogeografía del Paleozoico Inferior. Teniendo en cuenta esto se ha propuesto que el terreno de Patagonia se habría amalgamado al margen oeste de Gondwana en un proceso que comienza en el Pérmico (Ramos, 1984) y se habría extendido por lo menos hasta el Jurásico (Figura 7.1), gatillando un comportamiento de segmentación andina para las etapas posteriores (Franzese y Spalletti, 2001).

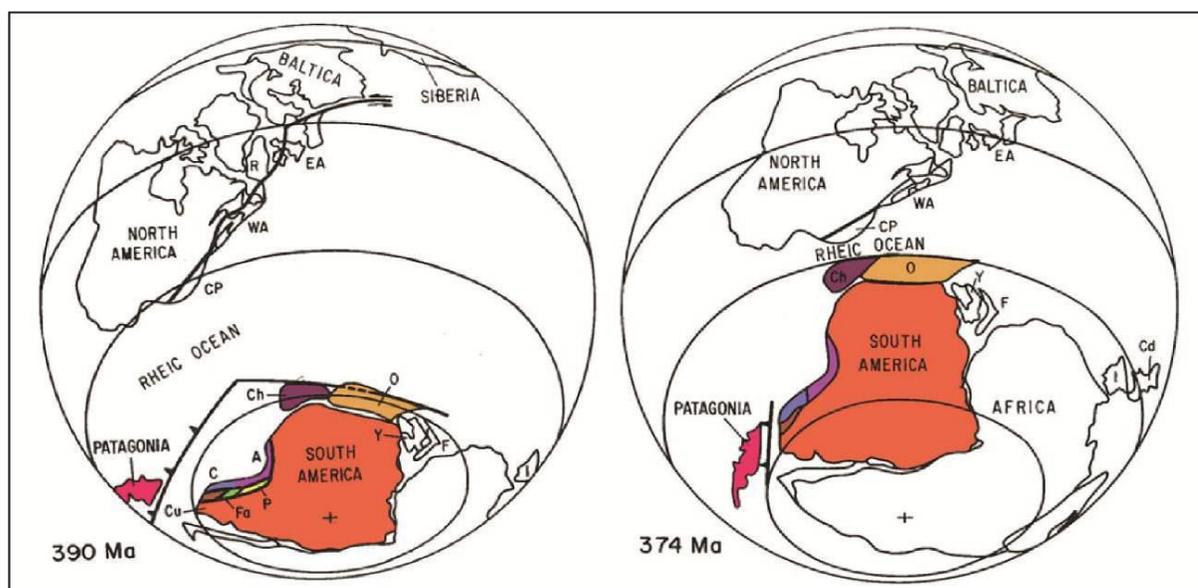


Figura 7.1. Configuración tectónica de placas del margen SW de Gondwana durante el Devónico (Ramos y Keppie, 1999).

Por otro lado, en la región se encuentran afloramientos de ofiolitas desmembradas (Complejo Ofiolítico Tortuga, COT), que corresponderían a fragmentos de corteza oceánica de un brazo del Mar de Wedell, abierto como cuenca de trasarco o rift intracontinental durante el Jurásico Superior en el borde occidental de Sudamérica, evidenciando el grado de desarrollo que tuvieron los procesos extensivos del Jurásico en esta zona. El cambio de régimen tectónico extensional a uno compresivo es evidenciado por la presencia del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, de edad Cretácica Superior, siendo el único de su edad y el de mayor grado metamórfico del

hemisferio sur (Klepeis *et al.*, 2010), como también por el desarrollo de la Cuenca de Antepaís de Magallanes iniciada durante el Cretácico Superior.

### Extensión y subducción inicial: El Batolito Subcordillerano.

El inicio de la subducción mesozoica en Patagonia comienza en el Jurásico temprano de forma sincrónica con el inicio de la subducción en el norte de Chile y corresponde a los granitoides del Batolito Subcordillerano (BSC) datados entre los 187 y 178 Ma (Rapela *et al.*, 2008). El BSC se ubica en la zona extra-andina y forma una franja NW oblicua a los actuales Andes Norpatagónicos entre los 40° y 44°S (Figura 7.2) y corresponde principalmente a granitos tipo I, calcoalcalinos (Rapela *et al.*, 2008).

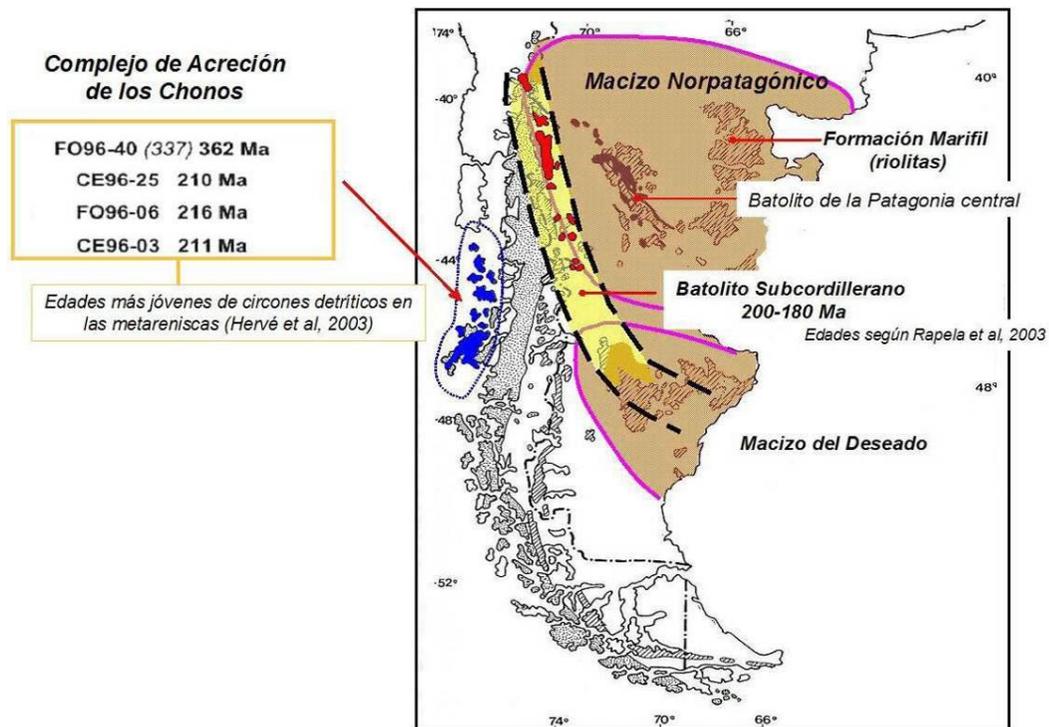


Figura 7.2. Elementos del sistema de subducción del Jurásico Inferior en el norte de Patagonia. De oeste a este: Complejo de Acreción de los Chonos (CMC), el Batolito Subcordillerano (BSC) y las riolitas de la Fm. Marifil (Mpodozis, 2006).

El emplazamiento del BSC es coetáneo al evento extensivo que da origen a la cuenca de intra-arco del Chubut, rellena de pelitas negras y calizas. Además, se desarrolla en este momento la efusión de las riolitas de la Fm. Marifil, en el macizo de Somuncurá. Estas riolitas tienen una edad entre los 188 y 169 Ma. (Kay *et al.*, 1989; Pankhurst y Rapela, 1995) y se asocian a fusión cortical en la periferia del *hot spot* del Karoo (183 y 179 Ma). Al mismo tiempo, en el antearco se ubica el Complejo Metamórfico de los Chonos (Thomson y Hervé, 2002).

La extrema oblicuidad que presenta el BSC respecto al actual margen Pacífico, lleva a admitir que, en el Jurásico Inferior, por lo menos al sur de los 41°S, el margen continental occidental sudamericano se ubicaba, al este de la actual Cordillera

Patagónica y el arco volcánico moderno de los Andes Australes (Mpodozis y Ramos, 2008).

### **Extinción del Batolito Subcordillerano, migración del arco magmático e inicio del Batolito Patagónico, ¿Acreción del Terreno Fitz Roy?**

El Batolito Subcordillerano termina su actividad aproximadamente a los 178 Ma (Rapela *et al.*, 2008) y posterior al cese de su actividad no se tienen registros de un arco magmático en la Patagonia Austral hasta los 150 Ma. Este “gap” del arco magmático precede la aparición del Batolito Patagónico, el cual se extiende desde los 41°S hasta los 56°S de manera solidaria al eje de la Cordillera de los Andes, evidenciando la migración del arco desde donde se emplazó el BSC (borde del Macizo Norpatagónico) a lo que sería el borde occidental de la actual cordillera Patagónica. Este nuevo arco magmático posee edades que van desde el Jurásico Superior hasta el Cenozoico (152 a 17 Ma), presentando mayor actividad durante el Cretácico con una afinidad principalmente calcoalcalina (Hervé *et al.*, 2003; Pankhurst *et al.*, 1999).

Existen numerosas dudas acerca de las causas de la migración del arco hacia el SW y su relación con el desarrollo de la provincia ácida del Chon Aike, dado que la magnitud de la migración es anormal para un proceso de subducción tipo “roll back” o de desarrollo de un prisma de acreción que pudiera explicar este fenómeno. De esta forma, y coincidente con lo que se ha argumentado para la migración del arco hacia el oeste en el norte de Chile, se ha propuesto para el Jurásico Inferior la acreción de un terreno alóctono denominado Terreno Fitz Roy (TFR), contra el margen oeste de Gondwana (Herve y Mpodozis, 2005).

El TFR ha sido correlacionado con el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) dada que su posición al este del actual Batolito Patagónico y su estratigrafía, difiere completamente a las regiones cercanas y ha desarrollado procesos de metamorfismo de grado medio (Hervé, 2008), sin embargo, no posee las evidencias típicas de deformación asociadas a la colisión de un terreno alóctono y tampoco se ha podido precisar claramente su extensión en la región (Figura 7.3).

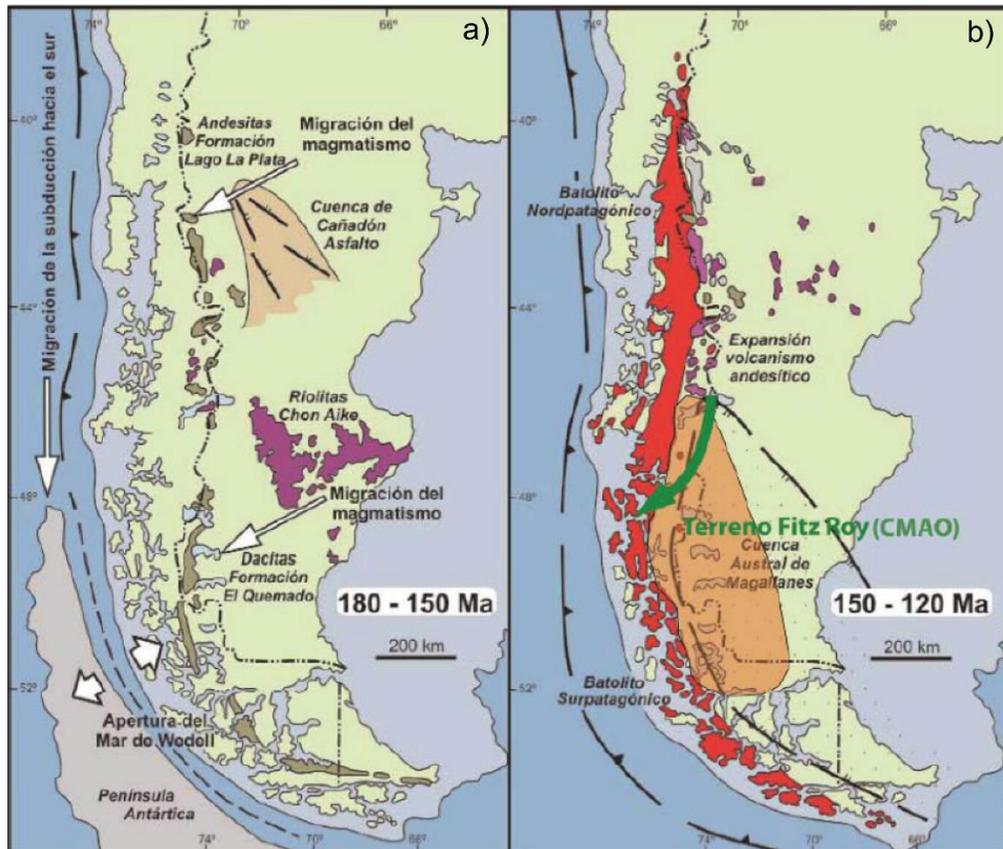


Figura 7.3. a) Jurásico Temprano: El Batolito Subcordillerano coetáneo a los primeros pulsos ácidos del Chon Aike, comienzo de la apertura del Mar de Wedell y la Cuenca de Rocas Verdes. b) Migración del arco Jurásico hacia el SW por la acreción del Terreno Fitz Roy y actual posición del Batolito Patagónico. Extraído de Espinoza (2012).

### Fusión cortical y ruptura de Gondwana, la Provincia ácida de Chon-Aike

El Batolito Subcordillerano cesa su actividad aproximadamente a los 178 Ma (Rapela *et al.*, 2008). Posterior a esto, durante el Jurásico Medio (170 y 150 Ma), casi la totalidad de la Patagonia Austral es cubierta por extensos mantos ignimbríticos y magmas riolíticos de la provincia ácida Chon Aike (Bruhn *et al.*, 1978; Uliana y Biddle, 1987). Esta provincia magmática comprende, en el macizo del Deseado, una secuencia bimodal representada por las riolitas de la Fm. Chon Aike y en forma subordinada los basaltos alcalinos de la Fm. Bajo Pobre (Panza, 1995); en la Región de Magallanes aparece también como la Fm. Tobífera, Fm. Lemaire en Tierra del Fuego argentina o el grupo Bahía Laura costa afuera del Atlántico.

El volcanismo del Chon Aike se encuentra asociado al proceso de quiebre de Gondwana producto del centro expansor del Karoo, extendiéndose a través de estructuras extensivas de orientación NW a NNW y clásicamente se le homologó al proceso de generación de magmas ácidos en el centro – norte del país (Grupo Choiyoi). Sin embargo, gracias a dataciones U/Pb y  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Féraud *et al.*, 1999) ha sido

separado en tres pulsos (V1, V2, V3), diacrónicos y diferentes tanto genética como espacialmente (Figura 7.4).

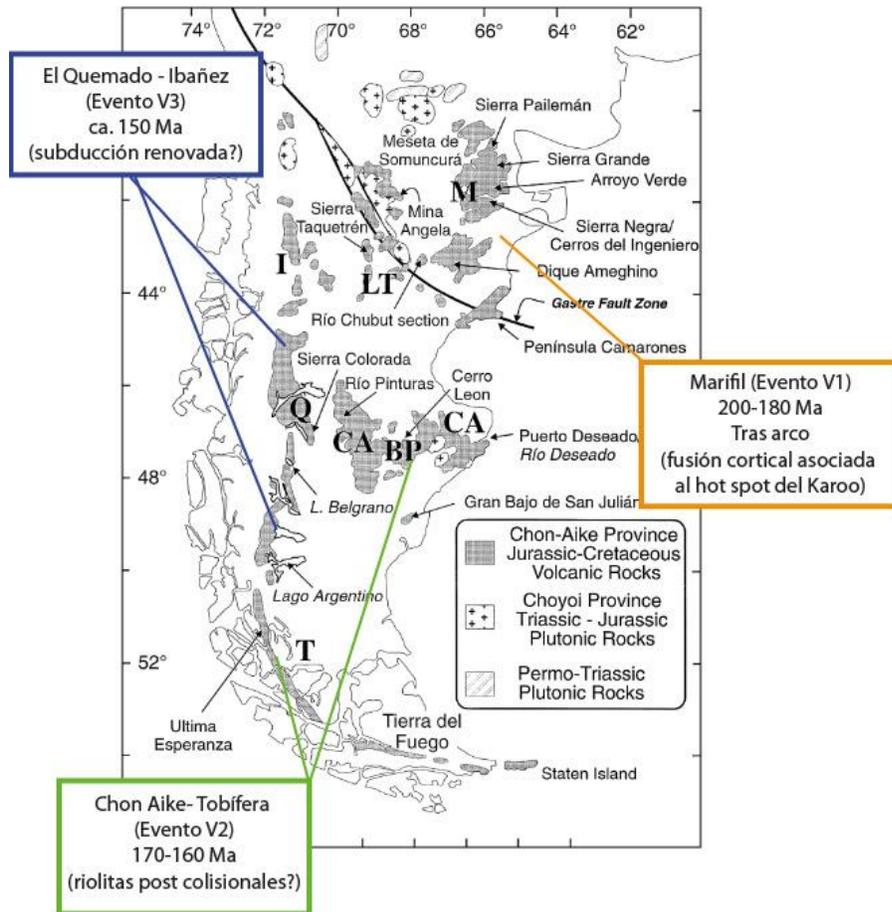


Figura 7.4. Ubicación de las provincias ácidas Choyoi y Chon-Aike con la distribución de los pulsos ácidos jurásicos de Chon Aike (Pankhurst *et al.*, 1998).

**Evento V1 (200 – 180 Ma):**

Corresponde a la Fm. Marifil del Macizo Norpatagónico la cual se desarrolló en el trasarco del BSC y estaría relacionada a fusión cortical producto de un efecto de bloqueo termal (“*thermal blanketing*”). Este bloqueo se produciría bajo la gran masa de Pangea, la cual habría impedido la disipación de la anomalía térmica del hot spot de Karoo ca. 180 Ma (Figura 7.5).

**Evento V2 (170 – 160 Ma):**

En este período existe un gap en la subducción debido posiblemente a la acreción de un terreno alóctono (Terreno Fitz Roy, Herve y Mpodozis, 2005), y la posterior migración hacia el oeste del volcanismo félsico desarrollándose los extensos plateau riolíticos de Fm. Tobífera (que se desarrollan hasta el Jurásico Superior), asociada a fusión cortical en un ambiente postcolisional similar al que desarrolló la provincia ácida

de Choiyoi en el norte y centro de Chile luego de la acreción de los terrenos del Paleozoico.

**Evento V3 (157 – 153 Ma):**

Se desarrolla al norte de los 49°S y corresponde a un conjunto de series volcánicas más jóvenes en el borde oriental de los Andes Patagónicos (Complejo El Quemado y Fm. Ibañez).

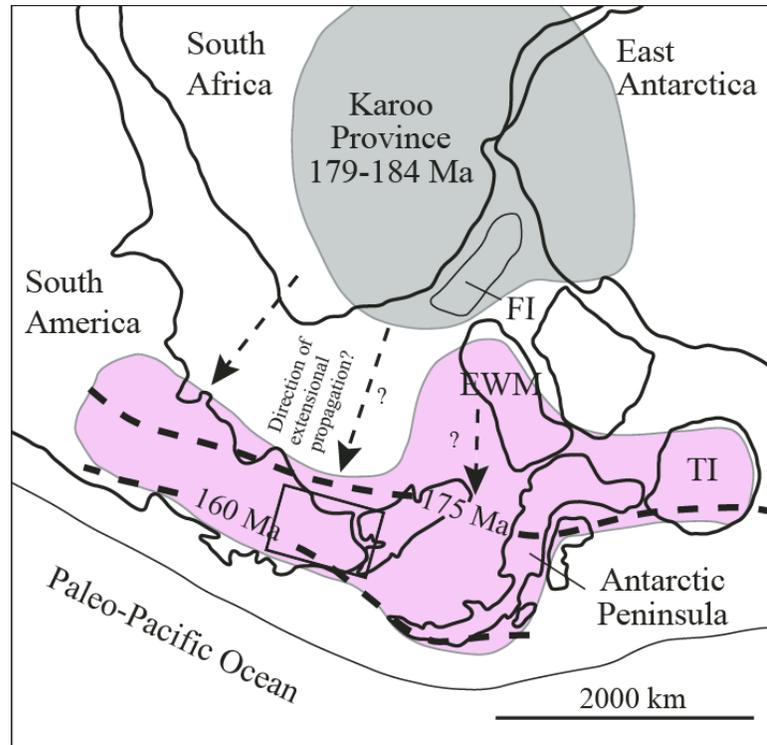


Figura 7.5. Paleogeografía del quiebre de Gondwana (Jurásico Inferior), ilustrando la ubicación de las provincias silíceas de Patagonia y Península Antártica (en rosado) y su creación con el centro dispersor del Karoo (gris). Nótese la posible interpretación de la migración de los depocentros hacia el oeste (Pankhurst *et al.*, 2000).

## Anexo B

### Fuentes de Información (Mapas Geológicos Previos)

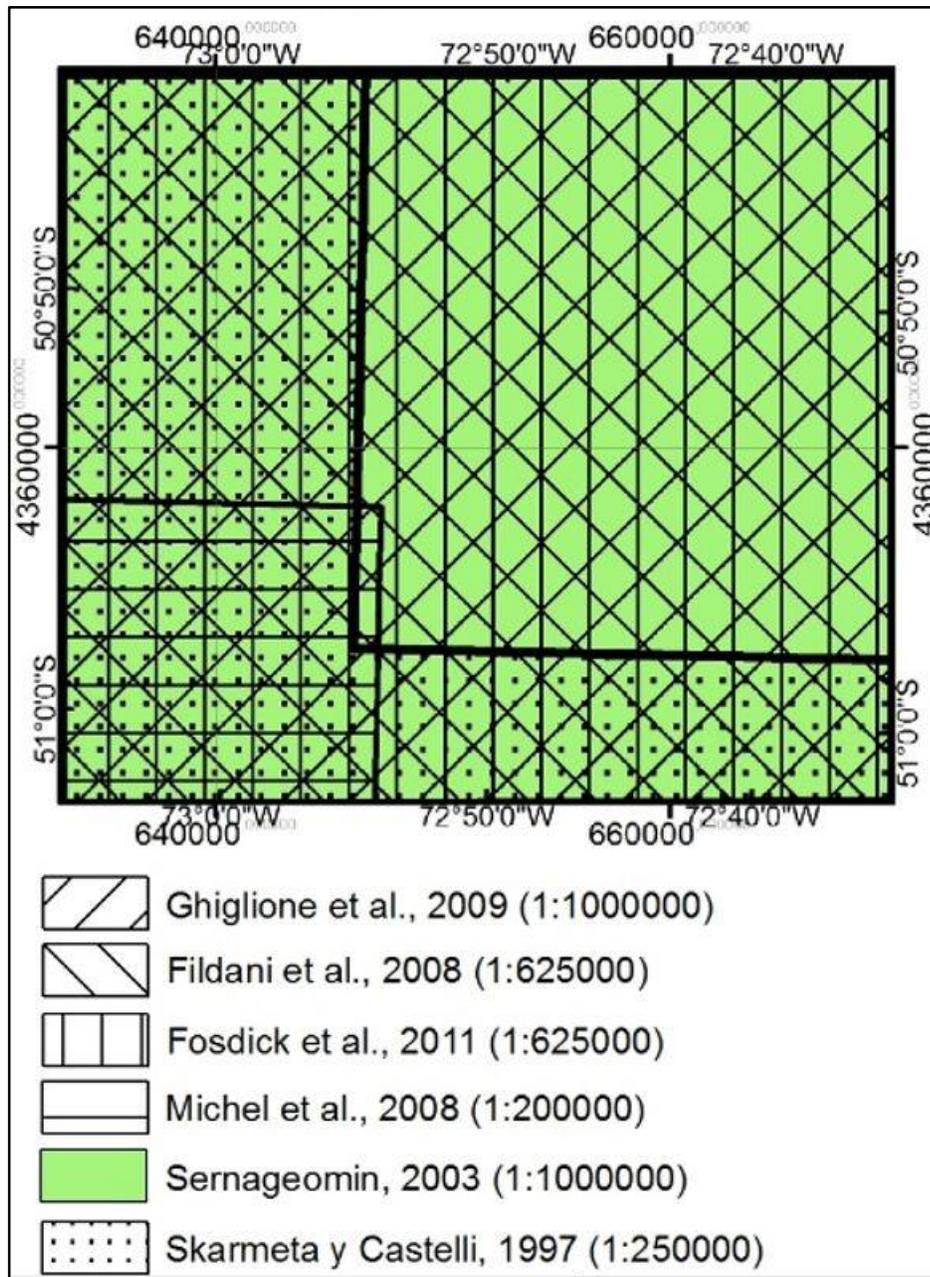


Figura 7.6. Mapas geológicos previos del área de estudio, enfocados en litología y estructuras, utilizados como fuente de información.

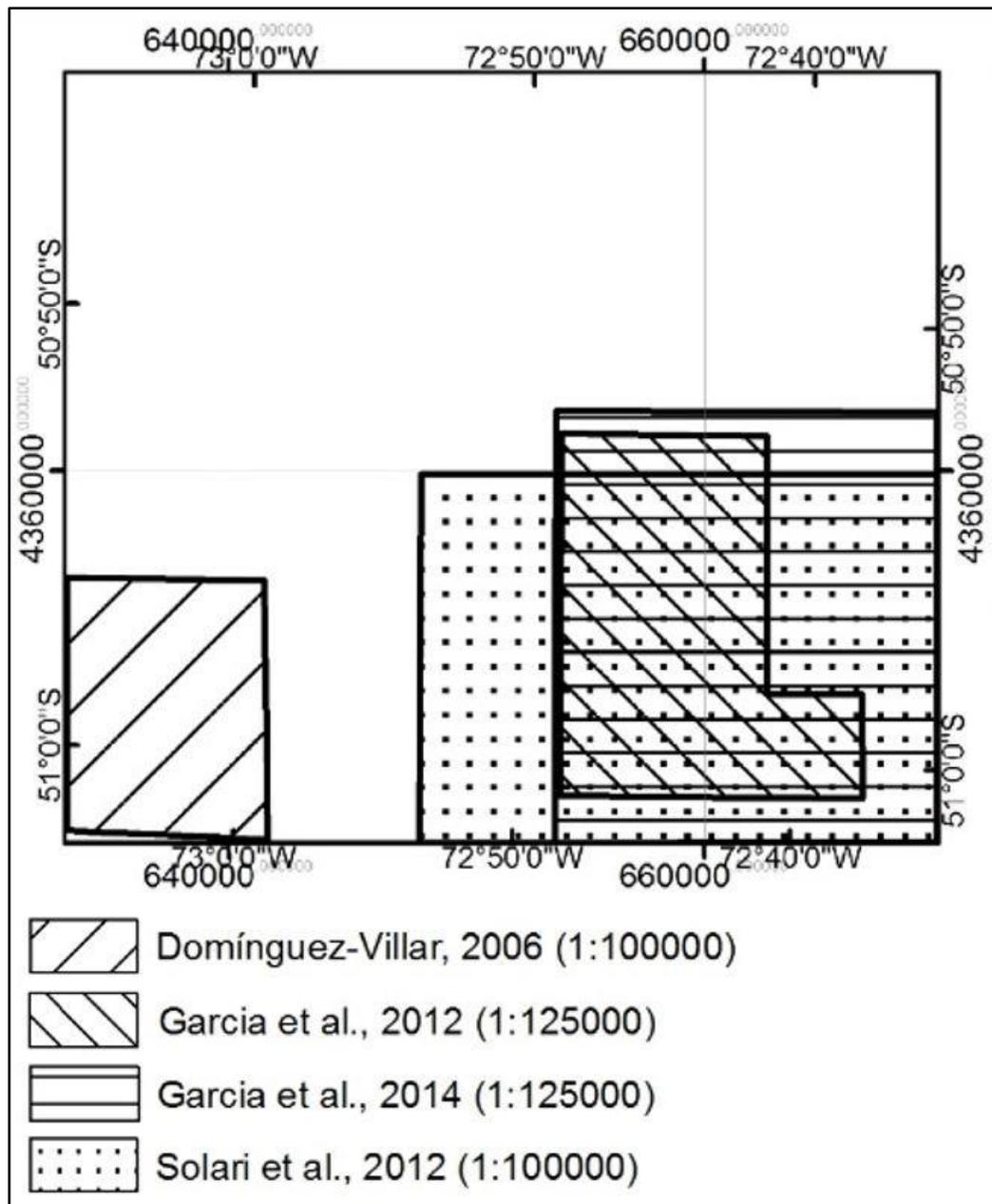


Figura 7.7. Mapas geológicos previos del área de estudio, enfocados en geomorfología del cuaternario, utilizados como fuente de información.

## Anexo C

### Áreas Estudiadas en Terreno

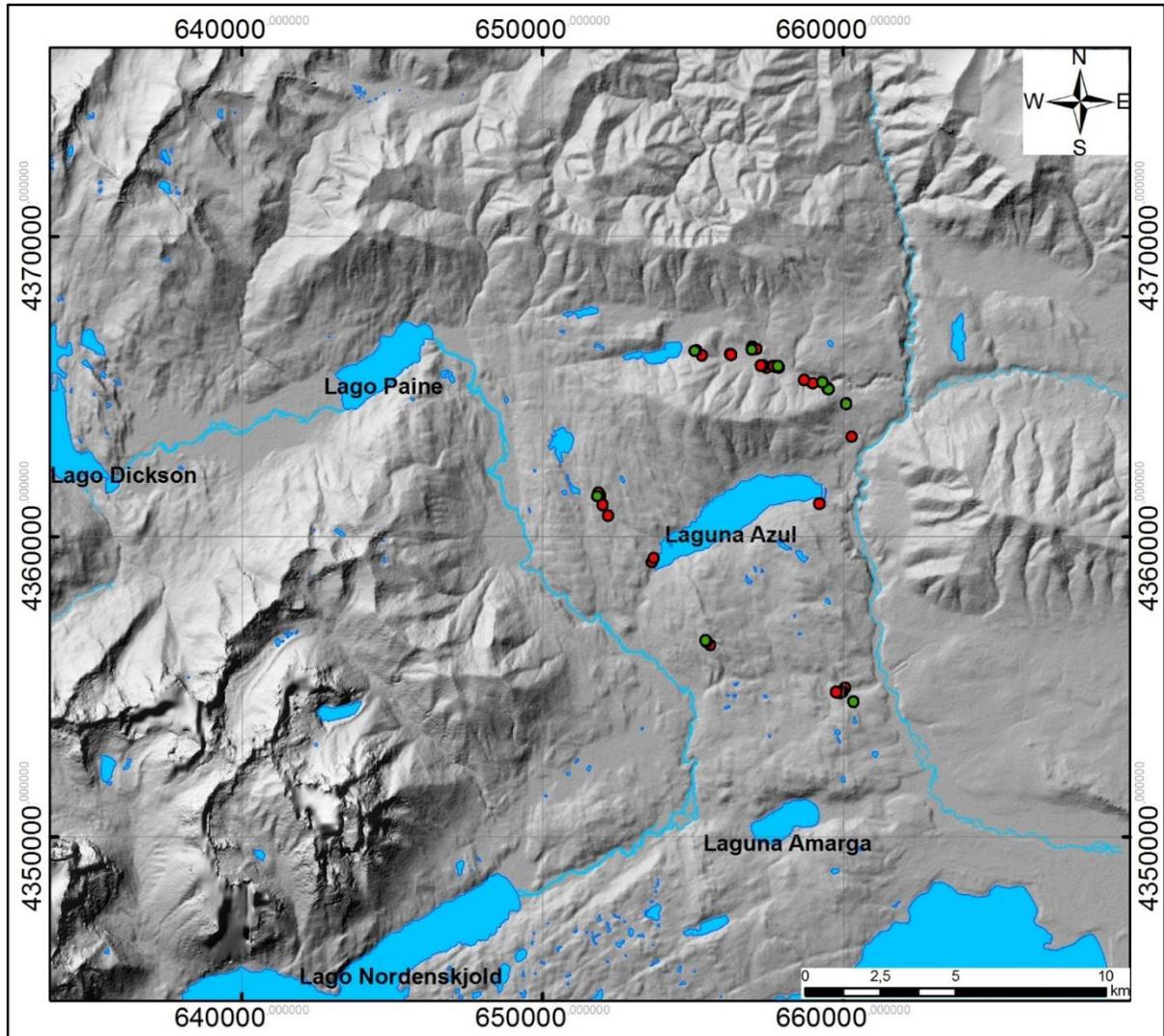


Figura 7.8. Puntos de control durante el terreno. Puntos Rojos indican puntos de control. Puntos Verdes indican puntos de control que además incluyen sobrevuelo en dron. Área visitada ampliada en figura siguiente.

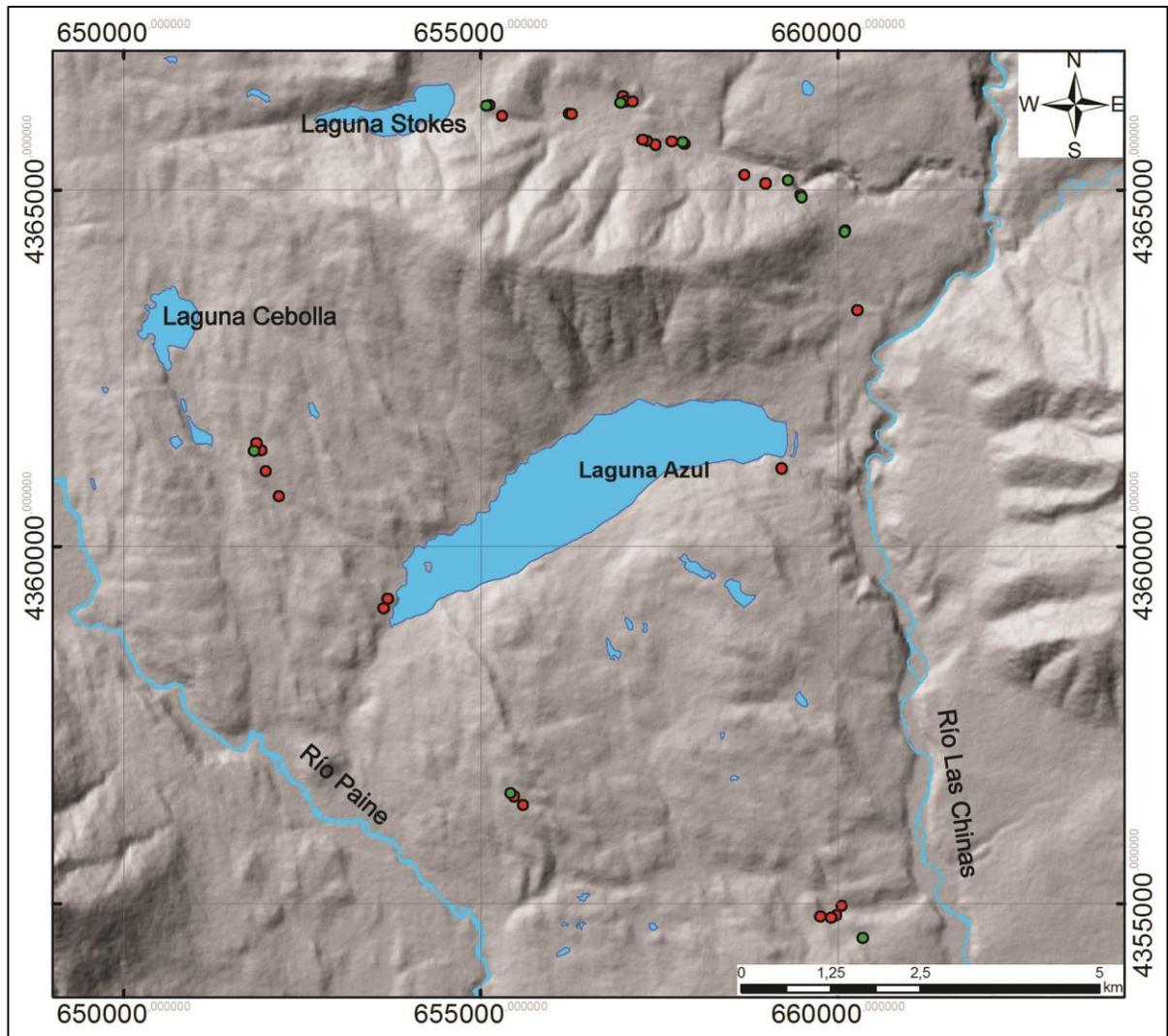


Figura 7.9. Área visitada en terreno ampliada, donde se muestran los puntos de control. Puntos rojos indican puntos de control. Puntos verdes indican puntos de control que además incluyen sobrevuelo en dron.

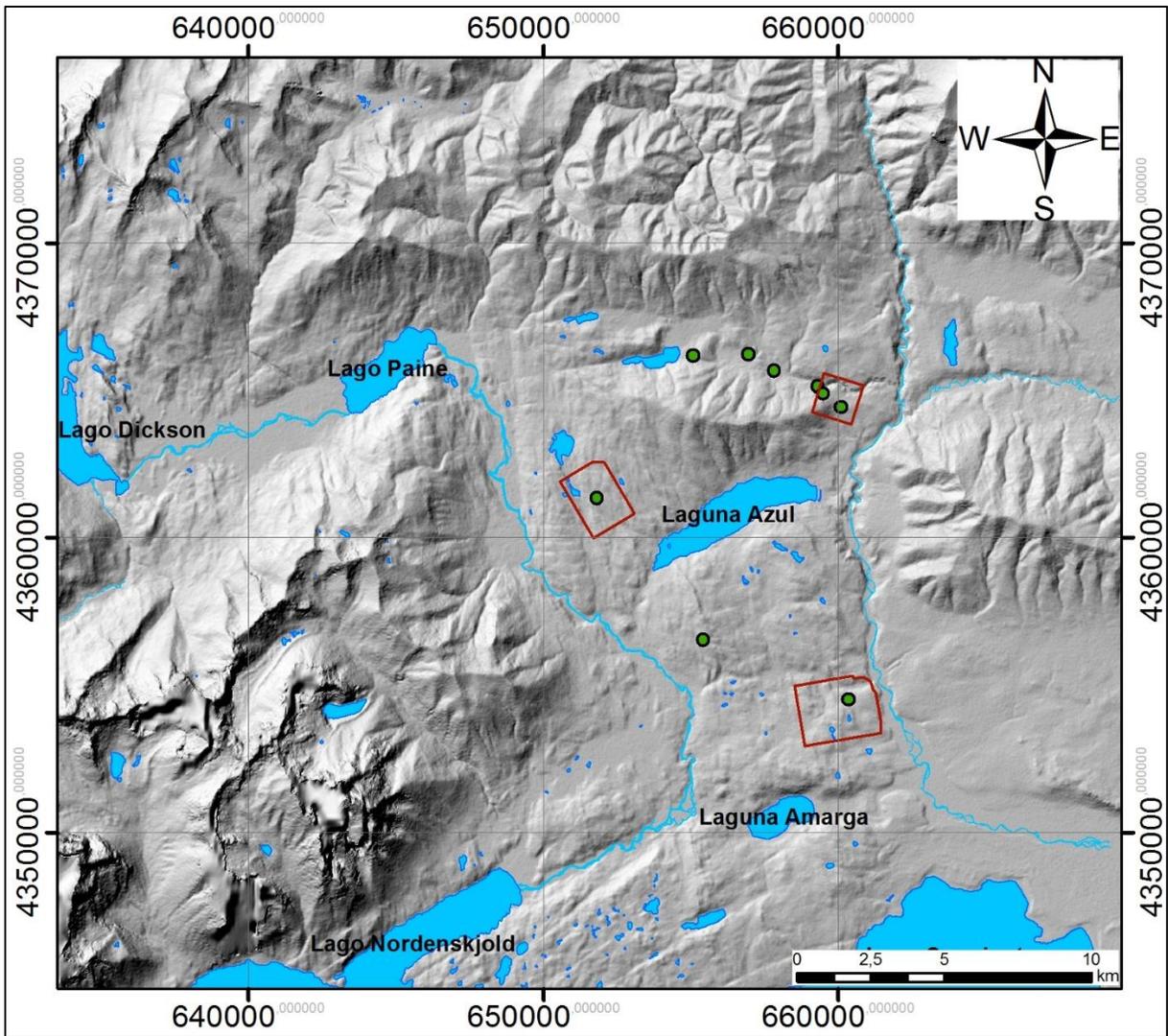


Figura 7.10. Lugares sobrevolados con dron. Círculos verdes indican los lugares desde donde se despegó el dron para la toma de fotografías aéreas. Polígonos rojos indican las áreas donde se han hecho modelos 3D, con las imágenes tomadas.

## Anexo D

### Modelos 3D de Alta Definición.

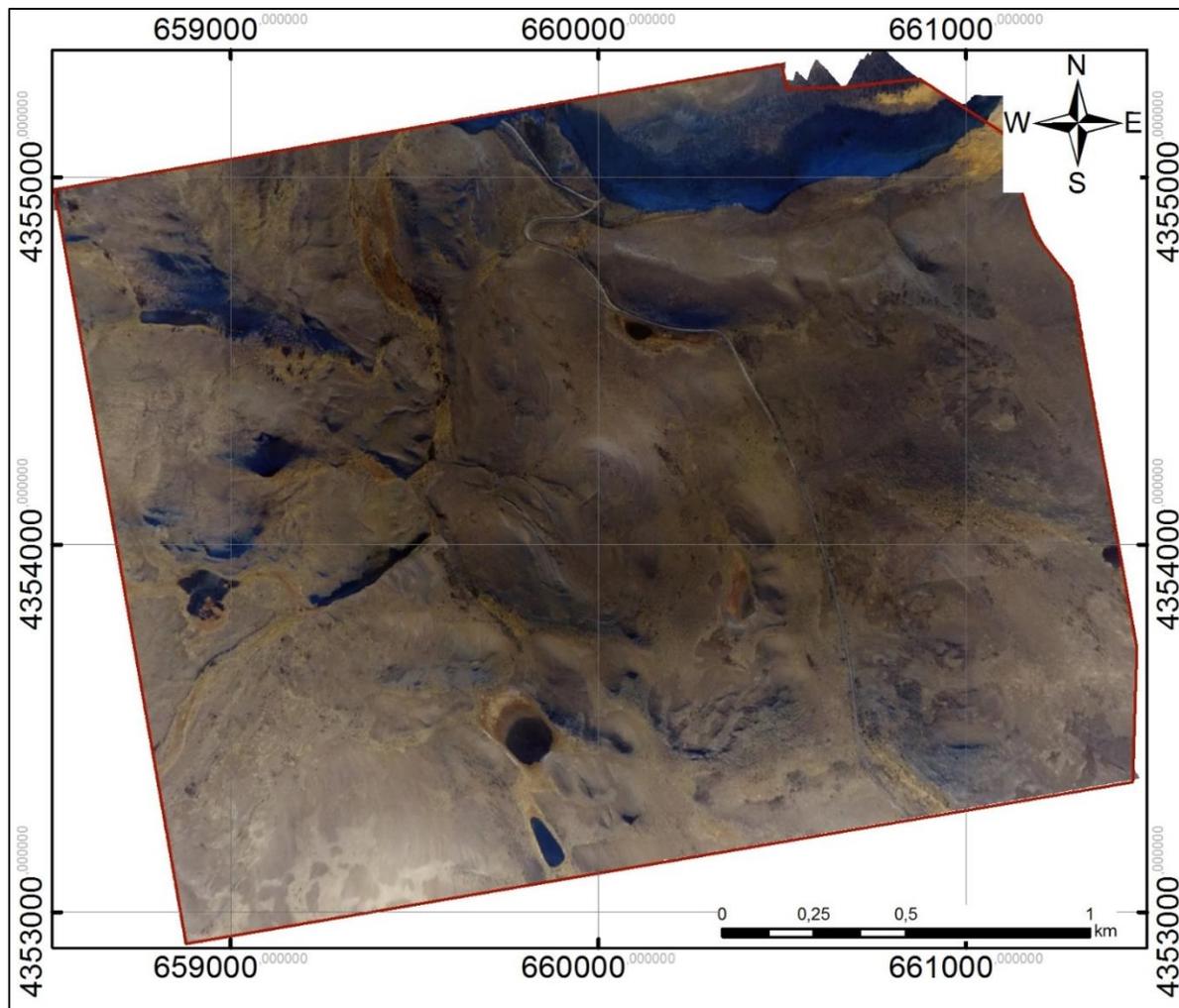


Figura 7.11. Modelo del sector Terraza al oeste río Las Chinas en color real, a una resolución de 19,6 cm/pix.

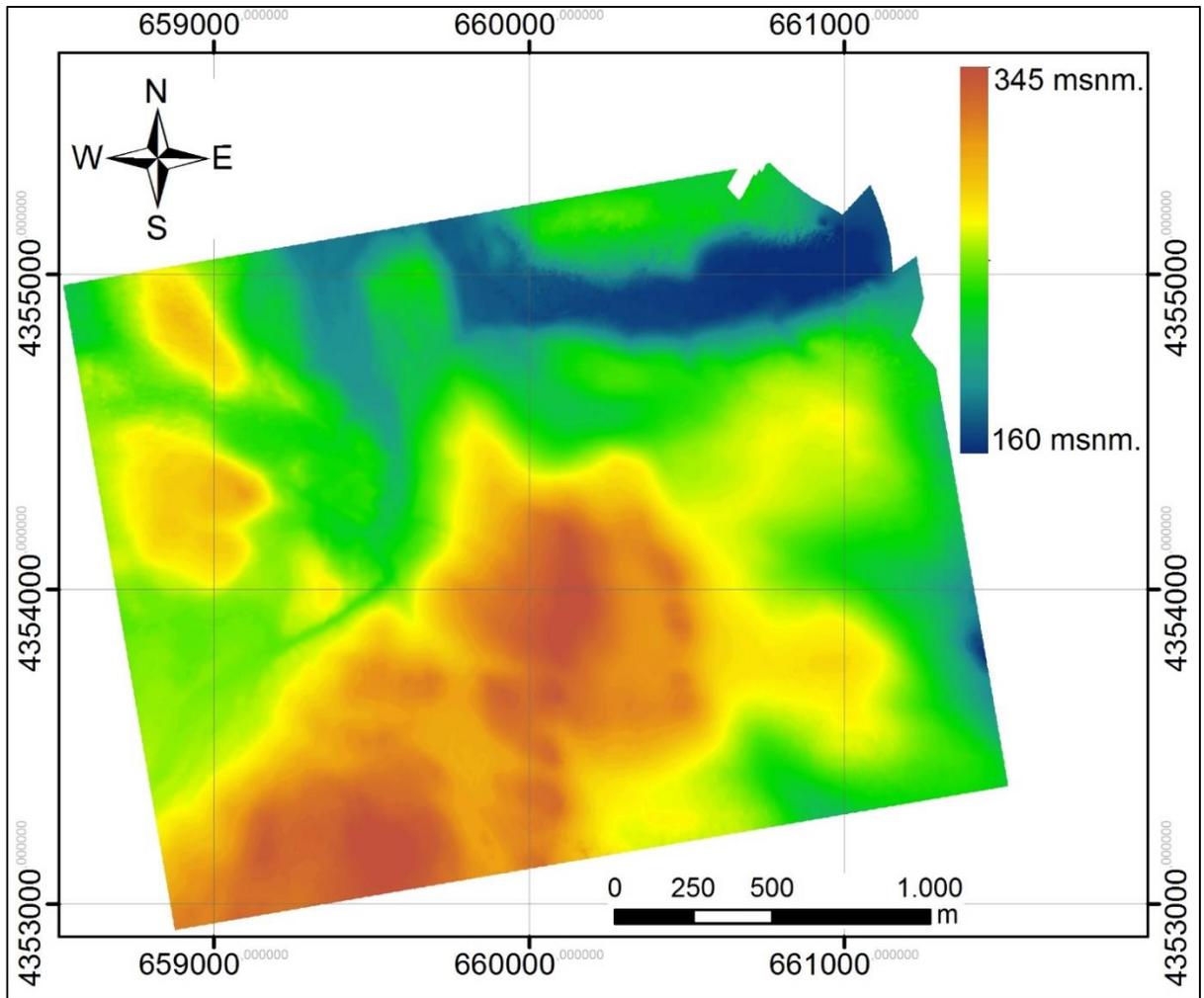


Figura 7.12. Modelo del sector Terraza al oeste río Las Chinas. Modelo digital de elevación (DEM). A una resolución de 78,6 cm/pix.

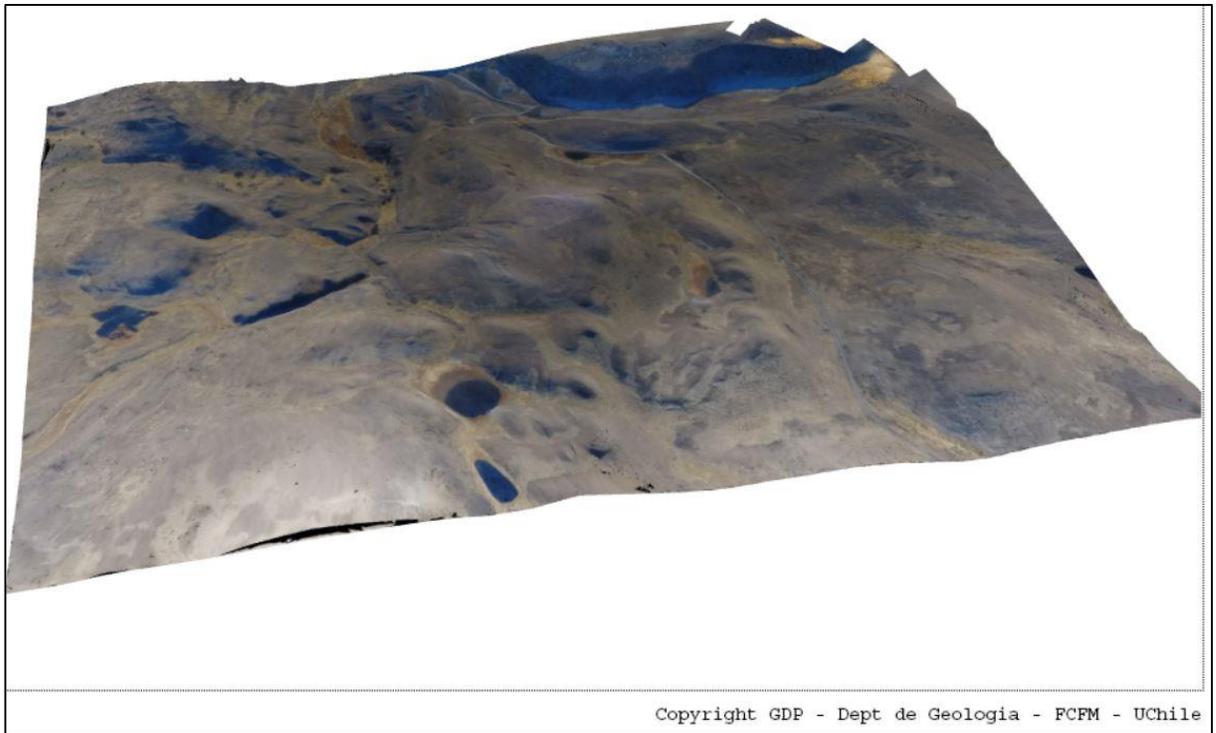


Figura 7.13. Modelo 3D del sector Terraza al oeste del río Las Chinas, vista hacia el norte.

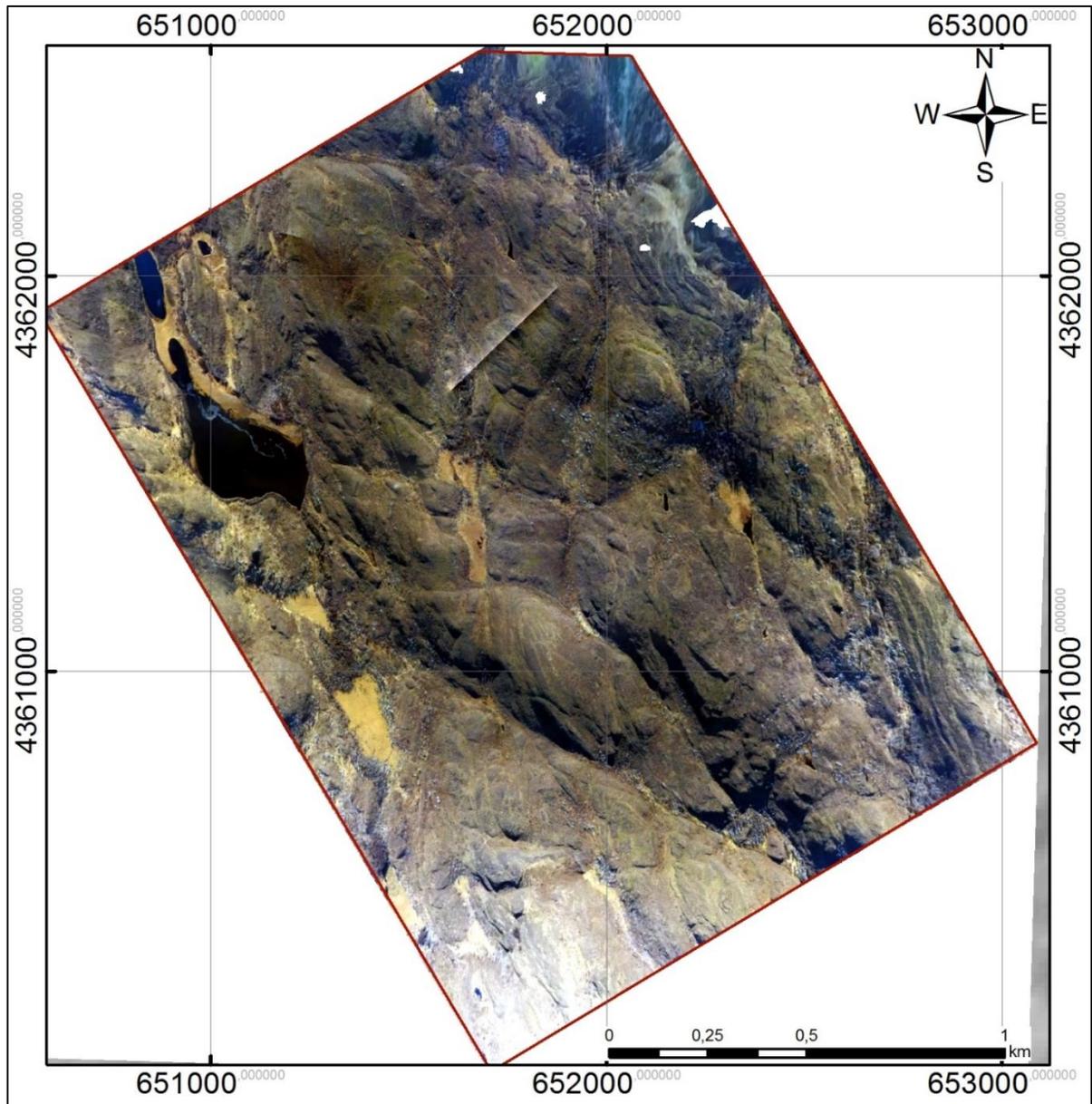


Figura 7.14. Modelo del sector Laguna Cebolla en color real, a una resolución de 14,3 cm/pix.

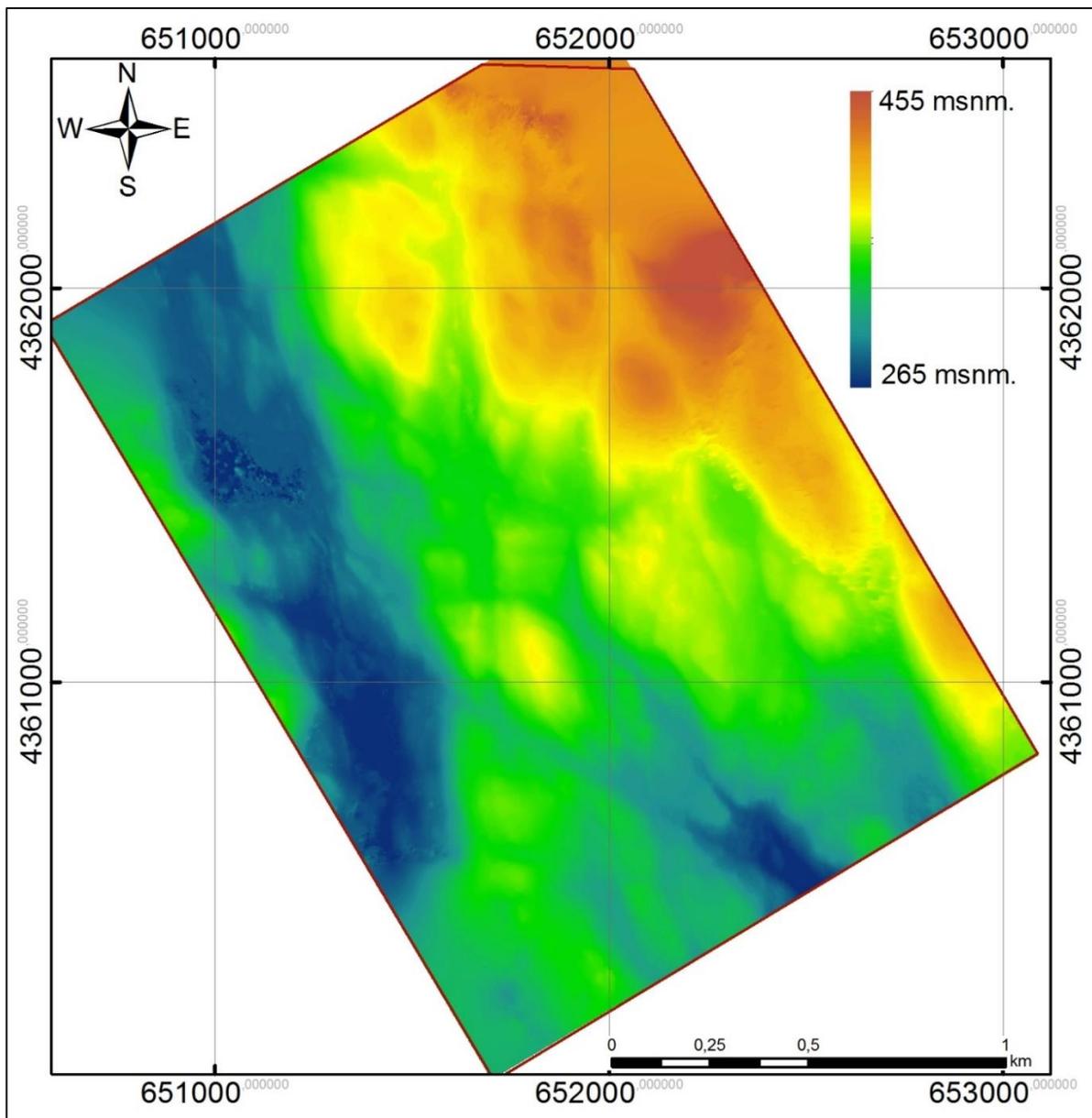


Figura 7.15. Modelo del sector Laguna Cebolla. Modelo digital de elevación (DEM) obtenido con el uso de dron, a una resolución de 57,4 cm/pix.

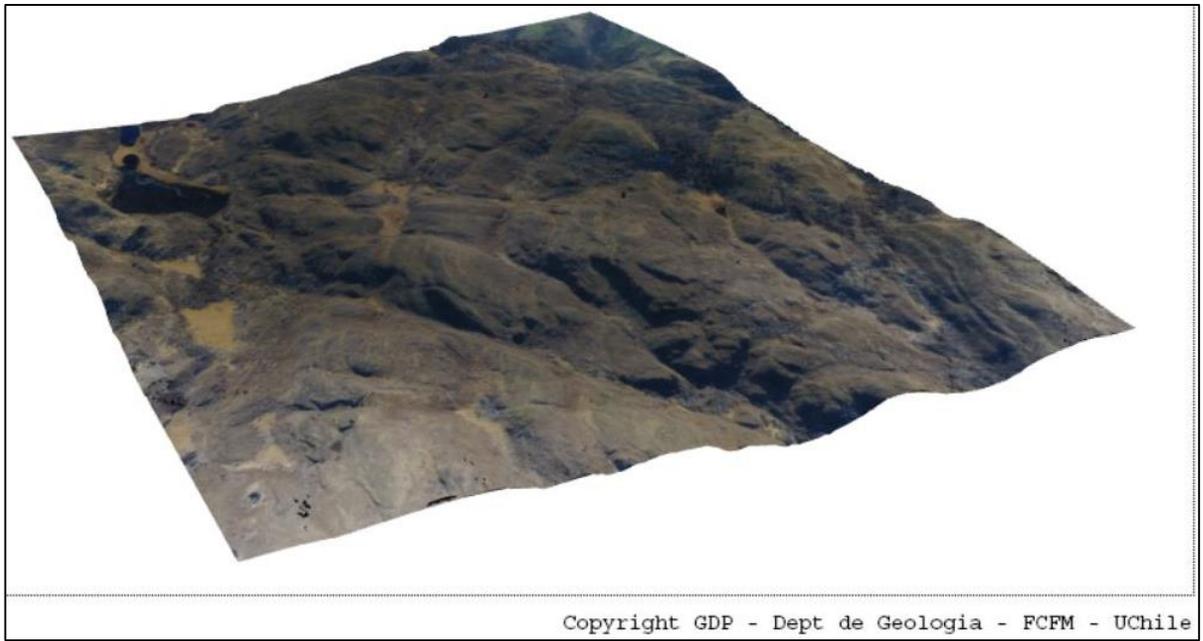


Figura 7.16. Modelo 3D del sector Laguna Cebolla, vista hacia el norte.

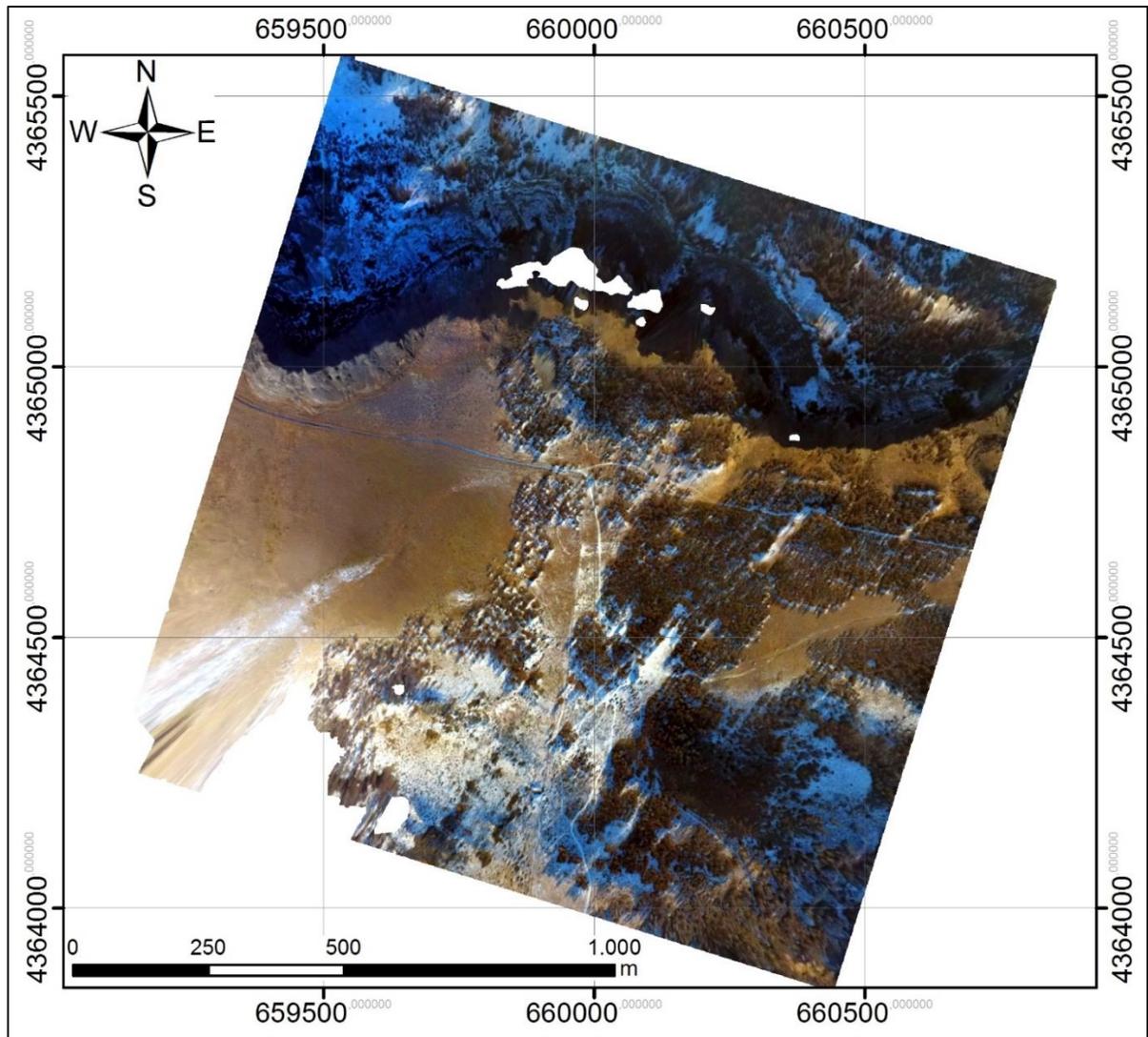


Figura 7.17. Modelo de Cañón del Toro en color real, a una resolución de 12,4 cm/pix.

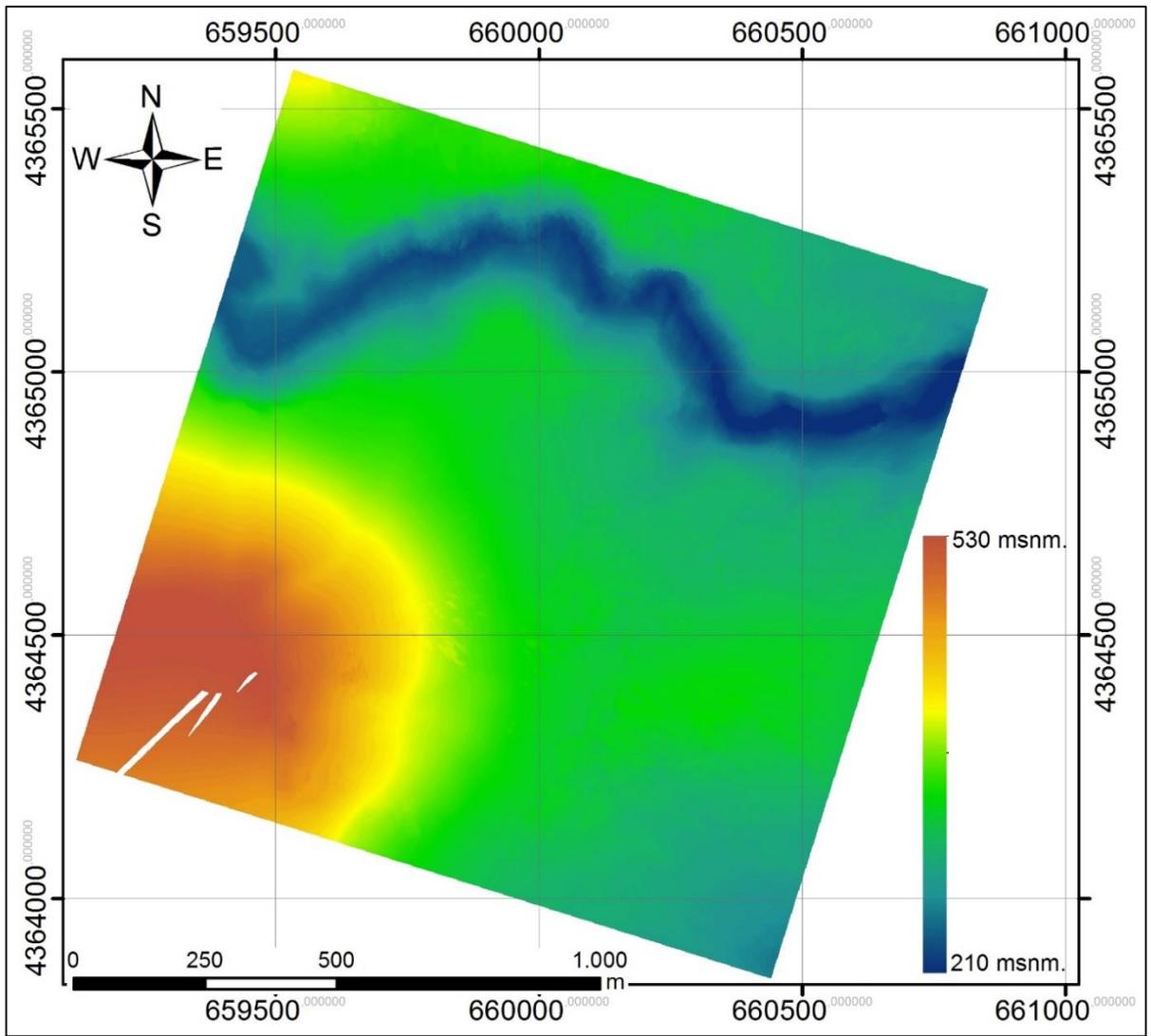


Figura 7.18. Modelo Cañón del Toro. Modelo digital de elevación (DEM), a una resolución de 49,7 cm/pix.

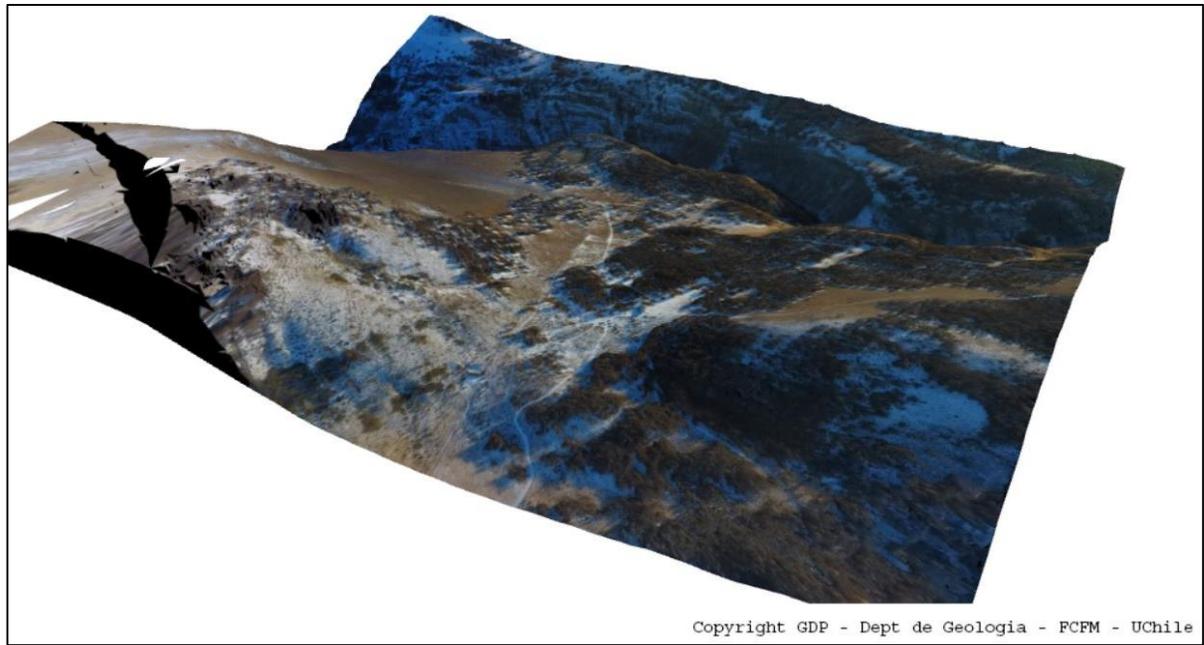
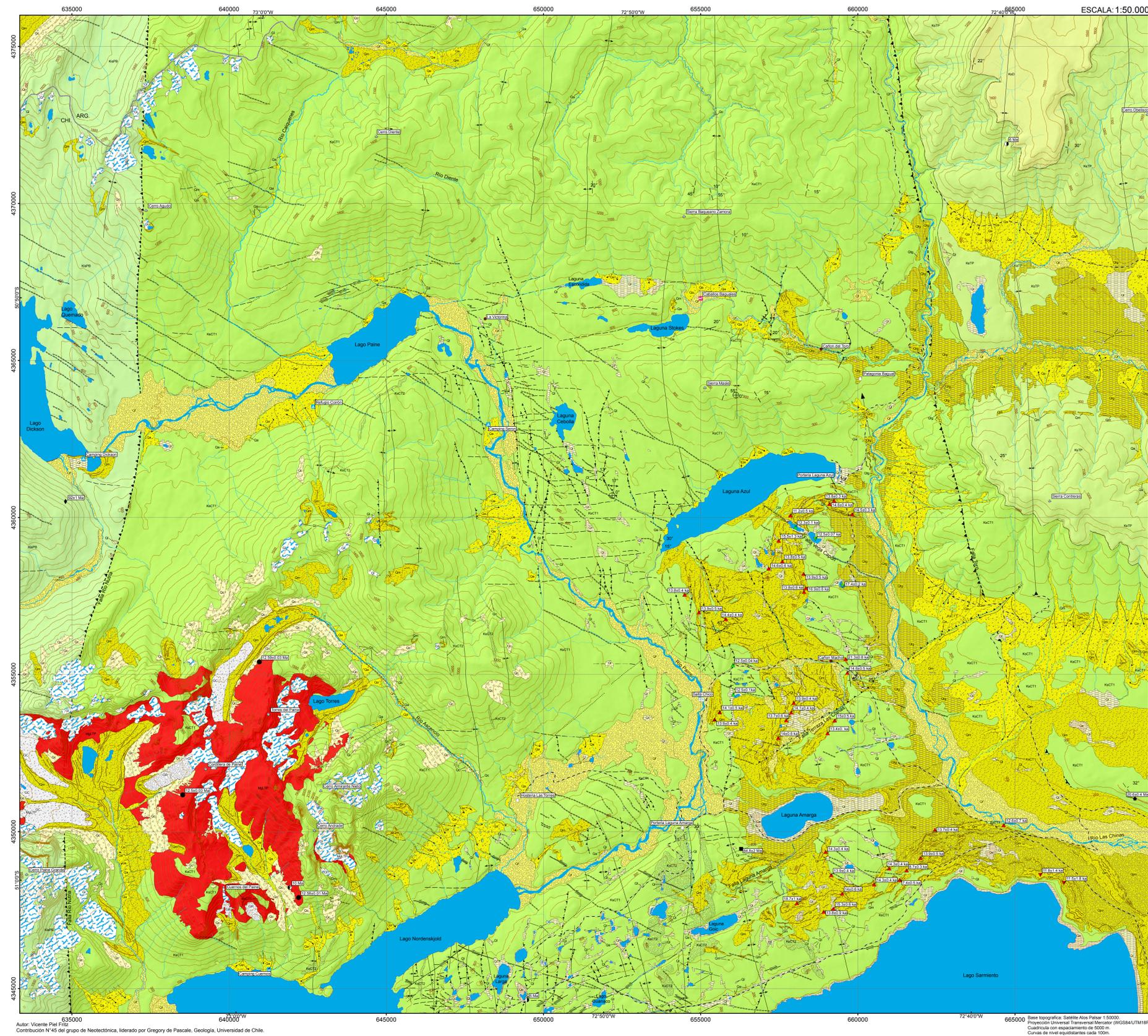


Figura 7.19. Modelo 3D del Cañón del Toro, vista hacia el norte.



# Mapa Geológico de Torres del Paine escala 1:50.000



### Legenda

| ERA       | EPOCA       | Depósitos y Rocas Estratificadas   |                         |                  |  | Rocas Intrusivas   |
|-----------|-------------|--|-------------------------|------------------|--|--|
|           |             | Coluvio  | Depósito Lacustre       | Depósito Fluvial | Depósito Aluvial                       |  |
| CENOZOICO | HOLOCENO    | Coluvio  | Depósito Lacustre       | Depósito Fluvial | Depósito Aluvial                       | <p><b>MgLTP</b></p> <p><b>Lacolto Torres del Paine (Mioceno)</b><br/>Lacolto subhorizontal compuesto por dos unidades petrográficas mayores. La unidad principal se denomina Intrusivo Paine, corresponde a un granito de biotita y ortoclasa. La unidad de menor distribución areal se denomina Complejo Básico Paine, y está compuesta por gabros, monzonoditas y monzonoditas cuaríferas.</p> |
|           | PLEISTOCENO | Planicie de Outwash  | Terraza Glacio-Lacustre | Morrena          | Depósito Evaporítico y/o Microbalítico |  |
|           | NEÓGENO     | PLIOCENO   |                         |                  |  |  |
|           | MIOCENO     |  |                         |                  |  |  |
| PALEÓGENO | OLIGOCENO   |  |                         |                  |  |  |
|           | EOCENO      |  |                         |                  |  |  |
|           | PALEOCENO   |  |                         |                  |  |  |
|           |             |  |                         |                  |  |  |
| MESOZOICO | SUPERIOR    | <p><b>KsD</b> <b>Formación Dorotea (Maastrichtiano)</b><br/>Rocas sedimentarias marinas someras. Corresponde a un conjunto de areniscas grisáceas verdosas intercaladas con lutitas, limolitas carbonosas y ocasionalmente conglomeraos. El máximo espesor de la unidad es de 1.000 m. Presenta un rico contenido fosilífero, con restos de fauna, flora y trazas de excelente preservación.</p> <p><b>KsTP</b> <b>Formación Tres Pasos (Campaniano)</b><br/>Rocas sedimentarias marinas de talud. Se compone de limolitas y lutitas grises bien estratificadas intercaladas con areniscas finas a gruesas amarillentas. Presenta un abundante contenido de improntas foliares y trazas fosíles. El espesor aproximado de la formación esta entre los 550-700 m.</p> <p><b>KsCT1 KsCT2</b> <b>Formación Cerro Toro (Coniaciano - Campaniano) KsCT2 Miembro Lago Sofia</b><br/>Rocas sedimentarias marinas abisales. Consiste en más de 2.000 m de limolitas turbiditas con intercalaciones de arenisca, (KsCT1). Se presentan lentes de conglomeraos y areniscas de hasta 400 m de espesor, miembro Lago Sofia (KsCT2), insertos entre las mismas.</p> <p><b>KsPB</b> <b>Formación Punta Barrosa (Albiano - Turoniano)</b><br/>Rocas sedimentarias marinas abisales. La parte inferior de la formación se compone predominantemente de lutitas, mientras que la parte superior contiene areniscas amalgamadas medias a gruesas con intercalaciones de niveles finos.</p> |                         |                  |  |  |
|           | INFERIOR    |  |                         |                  |  |  |
|           |             |  |                         |                  |  |  |

### Simbología

|     |   |     |   |     |                      |
|-----|---|-----|---|-----|----------------------|
| —   | Contacto Concordante Aproximado   | —●— | Falla Inversa Regional                    | —●— | Camino Vehicular     |
| — — | Rumbo y Manteo Aparente   | — — | Anticinal Indicando sentido de Busamiento | — — | Limite Internacional |
| — — | Manteo Horizontal   | — — | Sinclinal Indicando sentido de Busamiento | — — | Cerro                |
| — — | Rumbo y Manteo Real   | — — | Glaciar Descubierta                       | — — | Caballos Baguales    |
| — — | Falla Inversa (Set N)   | — — | Glaciar Cubierta                          | — — | Hospedaje            |
| — — | Falla Inversa inferida (Set N)  | — — | Glaciar de Roca                           | — — | Cascada              |
| — — | Falla Sinistral (Set NW)  | — — | Cuerpos de Agua                           | — — | Sector               |
| — — | Falla Sinistral Inferida (Set NW)   | — — | Red de Drenaje                            | — — | Camping              |
| — — | Falla Dextral (Set NE)  | — — | Dique y/o Filon                           | — — |                      |
| — — | Falla Dextral inferida (Set NE)   | — — | Moraine Ridge                             | — — |                      |
| — — | Lineamiento (Set W-E)   | — — | Curvas de Nivel (Cada 100m)               | — — |                      |
| — — | Falla Oblicua, inversa con componente dextral (Falla Terrazas las Chinas) | — — | Dirección Flujo Aluvial                   | — — |                      |

### Edades Radiométricas

|   |   |     |                      |
|---|---|-----|----------------------|
| ● | U-Pb Zircon (Bernhardt et al., 2012)    | — — | Fallas Set NW        |
| ● | U-Pb Zircon (Fildani et al., 2003)      | — — | Fallas Set NE        |
| ● | U-Pb Zircon (Fosdick et al., 2011)      | — — | Lineamientos Set W-E |
| ● | U-Pb Zircon (Michel et al., 2008)       | — — |                      |
| ● | (U-Th)He Apatito (Fosdick et al., 2013) | — — |                      |
| ● | (U-Th)He Zircon (Fosdick et al., 2013)  | — — |                      |
| ▲ | Be10 (Fogwill, 2003)                    | — — |                      |
| ▲ | Be10 (Garcia et al., 2012)              | — — |                      |
| ▲ | Be10 (Moreno et al., 2009)              | — — |                      |
| ▲ | C14 (Garcia et al., 2014)               | — — |                      |
| ▲ | C14 (Moreno et al., 2009)               | — — |                      |

### Estructuras

### Trabajos Anteriores

|     |                                      |     |                                   |
|-----|--------------------------------------|-----|-----------------------------------|
| — — | Ghiglione et al., 2009 (1:1000000)   | — — | Dominguez-Villar, 2006 (1:100000) |
| — — | Fildani et al., 2008 (1:625000)      | — — | Garcia et al., 2012 (1:125000)    |
| — — | Fosdick et al., 2011 (1:625000)      | — — | Garcia et al., 2014 (1:125000)    |
| — — | Michel et al., 2008 (1:200000)       | — — | Solari et al., 2012 (1:100000)    |
| — — | Sernageomin, 2003 (1:1000000)        |     |                                   |
| — — | Skarmeta y Castelli, 1997 (1:250000) |     |                                   |

### Ubicación

### Bibliografía

Bernhardt, A., Jobe, Z. R., Grove, M. & Lowe, D. R. (2012). Paleogeography and diachronous rift of an ancient deep marine foreland basin, Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Magallanes Basin, South America. *Basin Research*, 24(3), 289-294.

Ceoloni, G. (1956). Distribución vertical de algas Kosmopolitoides della Patagonia cilena. *Società Geologica Italiana, Bollettino*, 74, 141-148.

Ceoloni, G. O. (1957). Cretaceous fish and molluscs in Departamento Última Esperanza, Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin*, 41(3), 538-564.

Dominguez-Villar, D. (2006). Early formation of granitoid (weathering pits) in a recently glaciated area of Torres del Paine, southern Patagonia (Chile). *Geomorphology*, 74(1-2), 137-147.

Fildani, A., Coppe, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revealed by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, 31, 1081-1084.

Fildani, A. & Hesse, A.B. (2008). Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12), 1598-1614.

Fogwill, C.J. and Kisk, P.W. 2003. A glacial stage spanning the Antarctic Cold Reversal in Torres del Paine (53°S), Chile, based on preliminary cosmogenic exposure ages. *Geog. Ann.*, 87A (2): 403-408.

Fogwill, C. J. (2003). Application of cosmogenic dating to glacial landforms: examples from Antarctica and Patagonia.

Fogwill, C.J., Roberts, B.W., Fildani, A., Skarmeta, A., Calderon, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fore- and thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 123 (9-10): 1675-1698.

Fosdick, J. C., Grove, M., Hourigan, J. K., & Calderon, M. (2013). Release deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 564-577.

García, J. L., Kaplan, R. R., Hall, B. L., Schaffer, J. M., Vega, R. M., Schwartz, R., & Fildani, A. (2012). Glacier expansion in southern Patagonia throughout the Antarctic cold reversal. *Geology*, 40(9), 859-862.

García, J. L., Hall, B. L., Kaplan, R. R., Vega, R. M., & Strain, J. A. (2014). Glacial geomorphology of the Torres del Paine region (southern Patagonia): Implications for glacial extent, deglaciation and proglacial history. *Geomorphology*, 204, 598-610.

Ghiglione, M. C., Suarez, F., Ambrosio, A., De Paiva, G., Cristallini, E. O., Pizsa, M. F., & Reinold, R. M. (2009). Structure and evolution of the Austral Basin fold from late southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 215-228.

Jobe, Z. R., Bernhardt, A., & Lowe, D. R. (2010). Facies and architectural symmetry in a conglomerate-rich submarine channel fill, Cerro Toro Formation, Sierra del Toro, Magallanes Basin, Chile. *Journal of Sedimentary Research*, 80(12), 1085-1106.

Katz, H. R. 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Última Esperanza, Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin*, 47, 508-524.

Kramer, P. E., Prokocinski, J. V., & Ramos, V. A. (2002). Apto. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 45° y 52° S. In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Santa Cruz*. *Revista del VI Congreso Geológico Argentino*, VI Congreso, Santa Cruz, Asociación Geológica Argentina, pp. 353-364.

Macfarlane, C. E., Barro, C. A., & Marnett, M. J. (1989). Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southeastern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 2(3), 223-239.

Michel, J. 1983. Employment et différenciation de l'analyse plurielementaire par fluorescence X dans les roches (thèse). Université de Colombie, Université de Colombie, 378 p.

Michel, J., Baumgartner, L., Putz, B., Schagger, U., & Ordoñez, M. (2005). Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolts over 90 ky. *Geology*, 33(6), 469-482.

Moreno, P.I., Páez, M.R., Franquet, J.P., Vila-Martinez, R., Moy, C.M., Stern, C.R., Kubiak, P.W. 2009. Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and intensification of cold conditions until 11.8 ka in southeastern Patagonia. *Geology*, 37(4), 379-378.

SENADECOR (2005). Mapa Geológico de Chile. Versión Digital. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica Digital 4.

Skarmeta, J. & Castelli, J. C. (1997). Intrusión paleocénica del granito de las Torres del Paine, Andes patagónicos de Chile. *Andes Geológica*, 24(1), 55-74.

Solari, M. 2010. PALEO-TERMOMETRIA Y EVOLUCION DEL SISTEMA HIDROLOGICO DEL PARQUE NACIONAL TORRES DEL PAINE, PATAGONIA. Tesis para optar al título de Doctor en Ciencias de la Tierra, con mención en Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Solari, M. A., La Rosa, J. P., Herra, F., Arco, A., & Calderon, M. (2012). Evolution of the Great Trenches Paleobasin in the Torres del Paine National Park of Chilean Patagonia during the Last Glacial Maximum and Holocene. *Andean Geology*, 34(1).