



Universidad de Concepción  
Dirección de Postgrado  
Facultad de Ciencias Químicas - Programa Doctorado en Ciencias Geológicas

**Neotectónica de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui Entre los  
39° S y los 40.5° S: Implicancias para la Evaluación de la  
Amenaza Sísmica**

**(Neotectonics of the Liquiñe-Ofqui Fault System, between  
39°S and 40.5°S: Implications for Seismic Hazard  
Assessment)**

Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

LUIS ALBERTO ASTUDILLO SOTOMAYOR  
CONCEPCIÓN-CHILE  
2022

Profesor Guía: Joaquín Cortés Aranda  
José Vicente Pérez Peña  
Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas  
Universidad de Concepción

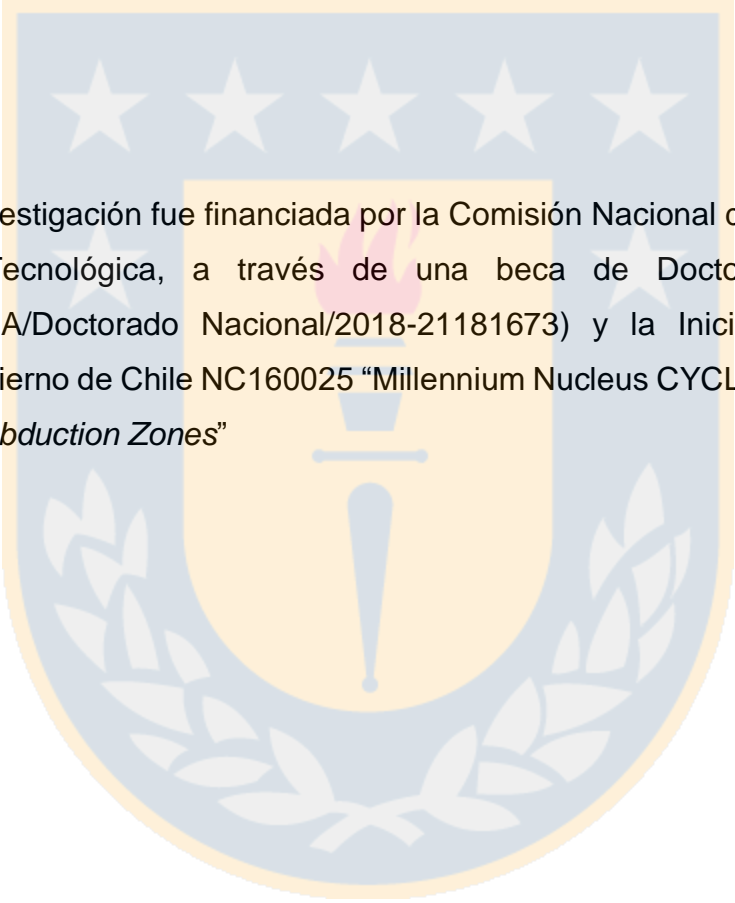


*Y a quien le debo mis alegrías y mis penas*

*Será al cielo y a la tierra*

*O a los senderos ocultos de la esfera*

Camarón de la Isla



La presente investigación fue financiada por la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica, a través de una beca de Doctorado Nacional (CONICYTPCHA/Doctorado Nacional/2018-21181673) y la Iniciativa Científica Milenio del Gobierno de Chile NC160025 “Millennium Nucleus CYCLO: *The Seismic Cycle Along Subduction Zones*”

# Agradecimientos

Durante todo el tiempo que tomo desarrollar esta tesis conté con el apoyo y amistad de muchas personas a las que quiero agradecer.

Quiero agradecer a Constanza, por todas las conversaciones, las risas, ideas y el calor que me brinda a diario, por su ayuda en terreno y con mis bloqueos mentales.

A mis amistades, por las risas, las fiestas, y también las penas y rabias. También a las demás personas de la cabina 4, por la buena disposición y por el (a veces muy) grato ambiente de trabajo.

A Joaquín, por la guía durante este trabajo, por siempre darme ánimo, ayudarme más allá de lo académico y, en especial, por confiar en mi trabajo.

A Vicente, aceptar la invitación a formar parte de este proyecto y toda la ayuda que me brindó durante la estadía en Granada.

A María Esperanza por la constante ayuda y la buena disposición en todas las veces que necesité su ayuda.

A Daniel, Julius y Andrés por su ayuda en el desarrollo de la tesis, sus comentarios o participación en las discusiones en terreno.

A Diego M., Sebastián, Emilio, Gabriela, Violeta, Ambrosio, Gustavo, Lester, Fako, Felipe, Diego G., personas que me acompañaron durante esta travesía.

A mi familia, por su apoyo y cariño constantes, por siempre motivarme a seguir buscando respuestas y por darme el espacio y tiempo para poder hacerlo.



# Resumen

En los márgenes convergentes, la partición de la deformación entre la falla de subducción y sistemas de fallas transcurrentes en la placa superior (fallas corticales) es un fenómeno común. Estos sistemas de fallas han demostrado ser capaces de producir sismicidad moderada a alta con un gran impacto en la sociedad. El Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui corresponde a un sistema de fallas transpresivas dextrales, desarrollado en el arco de los Andes Patagónicos, que acomoda parte de la deformación inducida por la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamérica. La intensa actividad volcánica post-glacial, junto con la densa cobertura vegetal desarrollada a lo largo de los Andes Patagónicos dificultan la identificación de evidencia de deformación a escala de miles de años. De este modo, el poco conocimiento acerca del comportamiento a escala de miles de años de este sistema, entre los 39°S y los 40.5°S, así como la relación que guarda su evolución con el ciclo de terremotos de subducción motivan el desarrollo de esta tesis.

Mediante análisis morfométrico de topografía digital se estableció que las formas de relieve glaciar preservadas en los Andes Patagónicos representan la acumulación de los varios ciclos glaciares que han ocurrido durante el Cuaternario, y que el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui controló el desarrollo de estas atestiguado por una actividad continua durante este periodo. La red de drenajes también se ve afectada por la presencia del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui, permitiendo identificar zonas con actividad tectónica reciente a lo largo del área de estudio, a pesar de la marcada y fuerte impronta glacial del paisaje. Las bajas tasas de alzamiento serían responsables de la preservación del relieve glaciar.

La evidencia de terreno reportada permitió definir 5 fallas activas durante los últimos 14 ka acomodando deformación según diferentes cinemáticas y orientaciones. Desplazamientos de cientos de metros de marcadores geomorfológicos sugieren que la actividad de estas estructuras fue sostenida en el tiempo. Mientras que, desplazamientos métricos medidos en afloramientos sugieren la ocurrencia de sismos Mw~6.5 en las fallas estudiadas. Modelos de cambio de estrés de Coulomb sugieren que las estructuras dextrales del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui acumulan estrés durante las fases cosísmica e intersísmica del ciclo de terremotos de subducción. Mientras que, las estructuras normales de este sistema serían compatibles solo con la fase cosísmica. Por otro lado, las estructuras oblicuas al arco estudiadas no parecen ser compatibles con las fases del ciclo de terremotos de subducción modeladas.

El estudio de una traza específica del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui permitió estimar una tasa de deslizamiento dextral de  $18.8 \pm 2$  mm/año para la Falla Liquiñe para los últimos 9 ka. Esta tasa de deslizamiento implica que la partición de la deformación fue elevada durante ese periodo, con la Falla Liquiñe acomodando 82% de la componente paralela al margen del vector de convergencia, y que parte de esta es acomodada de forma asísmica. Sin embargo, esto último debe ser comprobado por un experimento de inversión de datos de GPS.

La segmentación de la zona interplaca, junto a la ocurrencia de fallas NW heredadas en la placa superior definen una segmentación de primer orden en el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui. En este respecto se definió el Segmento Liquiñe. El cual se extiende entre la Zona de Falla Mocha Villarrica (39.5°S) y el Lineamiento Valdivia Futrono (40.5°S). La traza principal del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui dentro de este segmento alcanza una extensión de ca. 100 km y sería capaz de producir terremotos de Mw 7.0.

Se propone un modelo para explicar el comportamiento observado a lo largo del Segmento Liquiñe. En este modelo, la actividad del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui estaría controlada por la presencia de fluidos (aguas meteóricas y magma) en los planos de falla, debilitando las estructuras y facilitando la reptación asísmica. Parches discretos bloqueados serían responsables de la micro sismicidad reportada para el área, mientras que, la inyección súbita de magma en fallas críticamente estresadas tendría la capacidad de gatillar eventos sísmicos de  $M_w \geq 6$ , similares a los de la crisis sísmica de Aysén en 2007.



# Abstract

At convergent margins, deformation partitioning between subduction fault and transcurrent fault systems on the upper plate (cortical faults) is a common phenomenon. These fault systems have proven to be capable of producing moderate to high seismicity with a great impact on society. The Liquiñe-Ofqui Fault System corresponds to a dextral transpressional fault system, developed in the arc of the Patagonian Andes, which accommodates part of the deformation induced by the oblique convergence between the Nazca and South American plates. The intense post-glacial volcanic activity, together with the dense vegetation cover developed along the Patagonian Andes make it difficult to identify evidence of deformation at the scale of thousands of years. Thus, the lack of knowledge about the thousand-year scale behavior of this system, between 39°S and 40.5°S, as well as the relationship between its evolution and the subduction earthquake cycle motivate the development of this thesis.

Through morphometric analysis of digital topography, it was established that the glacial relief forms preserved in the Patagonian Andes represent the accumulation of the various glacial cycles that have occurred during the Quaternary, and that the Liquiñe-Ofqui Fault System controlled their development, attested by a continuous activity during this period. The drainage network is also affected by the presence of the Liquiñe-Ofqui Fault System, allowing the identification of zones with recent tectonic activity throughout the study area, despite the marked and strong glacial imprint of the landscape. The low uplift rates would be responsible for the preservation of the glacial relief.

The reported ground evidence allowed us to define 5 active faults during the last 14 ka accommodating deformation according to different kinematics and orientations. Displacements of hundreds of meters of geomorphological markers suggest that the activity of these structures was sustained in time. Meanwhile, metric displacements measured in outcrops suggest the occurrence of Mw~6.5 earthquakes on the studied faults. Coulomb stress change models suggest that the dextral structures of the Liquiñe-Ofqui Fault System accumulate stress during the seismic and interseismic phases of the subduction earthquake cycle. On the other hand, the studied arc-oblique structures do not seem to be compatible with the modeled phases of the subduction earthquake cycle.

The study of a specific trace of the Liquiñe-Ofqui Fault System allowed estimating a dextral slip rate of  $18.8 \pm 2$  mm/yr for the Liquiñe Fault for the last 9 ka. This slip rate implies that deformation partitioning was high during that period, with the Liquiñe Fault accommodating 82% of the component parallel to the convergence vector margin, and that part of this is aseismically accommodated. However, the latter needs to be verified by a GPS data inversion experiment.

The segmentation of the interplate zone, together with the occurrence of inherited NW faults in the upper plate define a first order segmentation in the Liquiñe-Ofqui Fault System. In this respect, the Liquiñe Segment was defined. It extends between the Mocha Villarrica Fault Zone (39.5°S) and the Valdivia Futrono Lineament (40.5°S). The main trace of the Liquiñe-Ofqui Fault System within this segment reaches an extension of ca. 100 km and would be capable of producing Mw 7.0 earthquakes.

A model is proposed to explain the observed behavior along the Liquiñe Segment. In this model, the activity of the Liquiñe-Ofqui Fault System would be controlled by the presence of fluids (meteoric waters and magma) in the fault planes, weakening the structures and facilitating aseismic creep. Discrete blocked patches would be responsible for the micro-seismicity reported for the area, while, the sudden injection of magma in critically stressed faults would have the capacity to trigger seismic events of Mw>6, similar to those of the Aysén seismic crisis in 2007.

# Índice general

Agradecimientos.....	iv
Resumen.....	v
Abstract.....	vii
Capítulo 1: Introducción.....	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Marco tectónico y sismotectónico para el margen del sur de Chile (48°S-37°S)7	
1.3 Síntesis estructural para SFLO y otras fallas del arco de los Andes Patagónicos.....	10
1.4 Actividad Holocena a actual: evidencia geológica e instrumental.....	11
1.5 Hipótesis.....	13
1.6 Objetivo general y específicos.....	14
Capítulo 2: Métodos.....	15
2.1 Selección de sitios de estudio.....	15
2.2 Caracterización de terreno.....	16
2.3 Análisis morfométrico.....	17
2.3.1 Índices geomorfológicos.....	18
2.3.2 Modelo de clasificación de superficies.....	21
2.3.3 Perfiles <i>swath</i> .....	23
2.4 Dataciones absolutas.....	25
2.4.1 <sup>14</sup> C.....	25
2.4.2 Tefrocronología.....	25
2.5 Fotogrametría.....	28
2.6 Modelos de cambio de estrés de Coulomb.....	30
Capítulo 3: Morfometría.....	33

3.1	Introducción.....	33
3.2	Marco Geológico de los Andes Patagónicos .....	36
3.3	Resultados .....	38
3.3.1	Caracterización del relieve de los Andes Patagónicos entre los 39°S y 40.5°S	38
3.3.2	Cuenca Maihue .....	40
3.3.3	Cuenca Liquiñe .....	44
3.3.4	Cuenca Pucón.....	47
3.4	Análisis de los resultados obtenidos .....	51
Capítulo 4: Neotectonic faults in the Southern Chile intra-arc (38°S-40.5°S): insights about their seismic potential and the link with the megathrust earthquake cycle (in rev. in Tectonophysics).....		
4.1	Introduction.....	54
4.2	Geological framework .....	56
4.2.1	Tectonic and seismotectonic setting (38°S-47°S).....	56
4.2.2	Structural synthesis.....	57
4.3	Methods.....	59
4.3.1	Characterization of the neotectonic evidence .....	59
4.3.2	$\Delta$ CFS models .....	60
4.4	Results.....	62
4.4.1	Field data.....	62
4.4.2	Analysis of the reported evidence .....	69
4.4.3	Coulomb failure stress change ( $\Delta$ CFS).....	71
4.5	Discussion .....	76
4.5.1	Origin of the reported evidence: seismic and/or aseismic .....	76
4.5.2	Megathrust earthquake cycle and intra-arc fault reactivation.....	79

4.6	Conclusions.....	81
Capitulo 5:	Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile (published in Scientific reports) .....	83
5.1	Seismotectonic setting of the Southern Andes.....	86
5.2	Results.....	90
5.2.1	Tectonic geomorphology of the Liquiñe site.....	90
5.2.2	Holocene slip rate of the Liquiñe Fault.....	93
5.3	Discussion: millennial strain localization and slip behaviour .....	95
5.4	Methods.....	97
5.4.1	Digital terrain model, geomorphic mapping, and fault-slip estimates. 97	
5.4.2	Tephrochronological correlations and age model.....	98
5.5	Data availability .....	99
Capitulo 6:	Discusión general .....	100
6.1	Evolución del paisaje de los Andes Patagónicos (40.5°S-39°S) durante el Cuaternario: interacción entre procesos superficiales y tectónica.....	100
6.2	Definición de fallas neotectónicas en el área de estudio.....	103
6.3	Relación entre fallas neotectónicas y el ciclo de terremotos de subducción. 105	
6.4	Inferencias respecto a las tasas de deformación holocenas.....	110
Capitulo 7:	Conclusiones.....	114
Capitulo 8:	Perspectivas.....	116
Capitulo 9:	Referencias .....	117

# Capítulo 1: Introducción

## 1.1 Planteamiento del problema

La partición de la deformación es un proceso común en márgenes donde la convergencia entre las placas ocurre de forma oblicua (Figura 1.1; Fitch, 1972; Jarrard, 1986). En estos lugares, la deformación inducida por la convergencia es acomodada por la mega falla de interplaca (falla de subducción) y por sistemas de fallas paralelos al margen desarrollados en la placa cabalgante (Figura 1.1; Fitch, 1972; Jarrard, 1986; McCaffrey, 1992); el desarrollo de estos tipos de falla se ve favorecido cuando la corteza está termalmente debilitada por la presencia de un arco magmático activo (Figura 1.1; Beck, 1983; Cao & Neubauer, 2016; de Saint Blanquat et al., 1998).

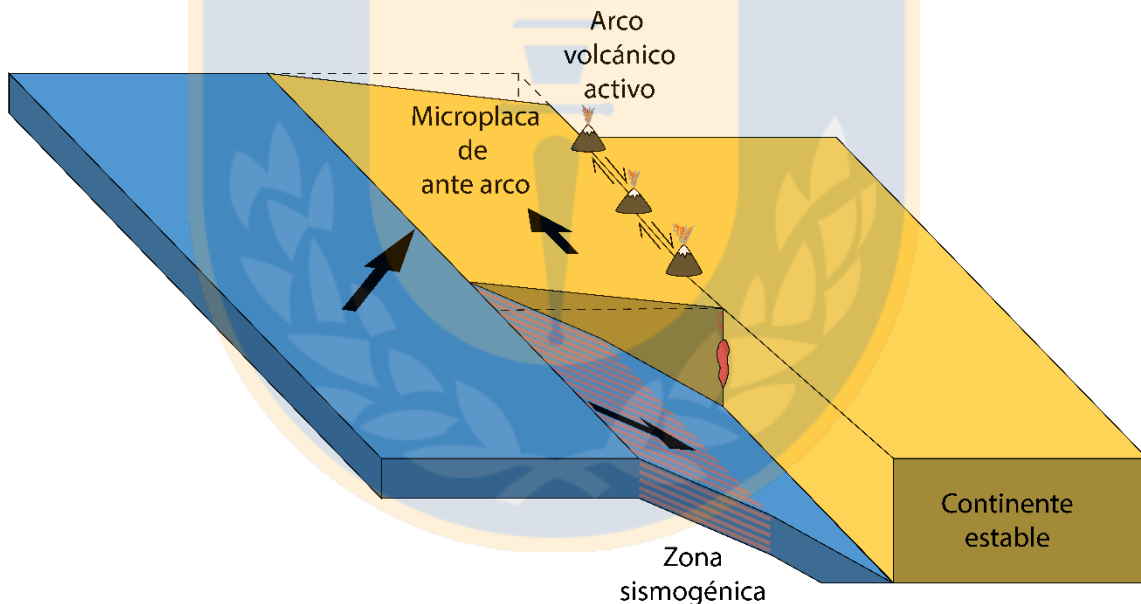


Figura 1.1 Diagrama que mostrando el proceso de partición de la deformación entre la falla de interplaca y sistemas de fallas transcurrentes paralelos al margen. Ambas fallas delimitan una microplaca de antearco que se traslada según la orientación del vector de convergencia. Flecha celeste indica la orientación del vector de convergencia, la flecha gruesa negra la dirección de movimiento de la microplaca de antearco, las flechas negras delgadas indican la dirección de deslizamiento principal tanto en la falla de interplaca como en la falla cortical, líneas segmentadas indican la posición original de la microplaca de antearco. Modificado de (Hoffmann-Rothe et al., 2006).

Las zonas de subducción, en general, son ambientes donde la deformación inducida por la convergencia entre placas es acomodada a través de las diferentes



etapas del ciclo sísmico (Wang et al., 2012); dichas zonas se caracterizan por presentar altas tasas de sismicidad (Figura 1.2). En estos lugares se han producido los terremotos de mayor magnitud durante tiempos históricos (Figura 1.2). Estos terremotos ocurren a profundidades de varias decenas de kilómetros (Lay et al., 2012), y tienen recurrencias del orden de décadas a siglos (e.g., Cisternas et al., 2005; Hong et al., 2017). Por esto, el contacto interplaca es, a menudo clasificados como fallas de alta actividad (Figura 1.3; Slemmons & dePolo, 1986). Dado que muchos márgenes convergentes ocurren en la costa, la sismicidad de subducción puede producir tsunamis (e.g., Hong et al., 2017), incrementando el riesgo asociado a este tipo de eventos. A pesar de las altas magnitudes y el corto intervalo de recurrencia de terremotos en las zonas de subducción, parte de la deformación inducida por la convergencia es transferida a la placa cabalgante y es acomodada por fallas de intraplaca de manera permanente (Allmendinger & González, 2010). Las fallas de intraplaca (de ahora en adelante fallas corticales) son estructuras de menor tamaño que ocurren en las placas litosféricas, generando sismicidad de magnitudes moderadas ( $M_w < 7.5$ ; Santibáñez et al., 2019), a profundidad somera ( $< 30$  km; Leyton et al., 2010), y no siempre con expresión superficial (e.g., escarpes, grietas, etc.). Estudios paleosismológicos sugieren intervalos de recurrencia en el orden de miles a decenas de miles de años para terremotos en este tipo de fallas (e.g., McCalpin, 2009), siendo clasificadas como estructuras con tasas de deslizamiento moderadas a extremadamente bajas (Figura 1.3; Slemmons & dePolo, 1986). Terremotos como el de Kobe en 1995 ( $M_w 6.9$ ; Toda et al., 1998) y el de Kumamoto en 2016 ( $M_w 7.0$ ; Kato et al., 2016) ocurrieron asociados a este tipo de estructuras, con hipocentros a poca profundidad ( $< 20$  km), produciendo gran cantidad de víctimas (6434 y 50, respectivamente). Adicionalmente, el terremoto de Denali en 2002 ( $M_w 7.9$ ; Bufe, 2006) demostró que las fallas corticales pueden producir terremotos que alcanzan  $M_w$  cercanas a 8.

Los terremotos asociados a fallas corticales representan una amenaza seria y considerable para las poblaciones que se ubican cerca de las mismas. No obstante, los largos tiempos de recurrencia hacen que el registro de sismicidad de fallas corticales sea incompleto, o que se desconozca la existencia de la falla por encontrarse



cubierta. Lo anterior, dificulta establecer parámetros críticos a la hora de evaluar la amenaza que representan, tales como su geometría, su grado de actividad, su velocidad, entre otros. De esta forma, estudiar la evolución de fallas corticales a escalas de miles a decenas de miles de años permite establecer con mayor seguridad el ciclo sísmico de fallas individuales, y, en última instancia, determinar la amenaza sísmica que una falla representa (McCalpin, 2009).

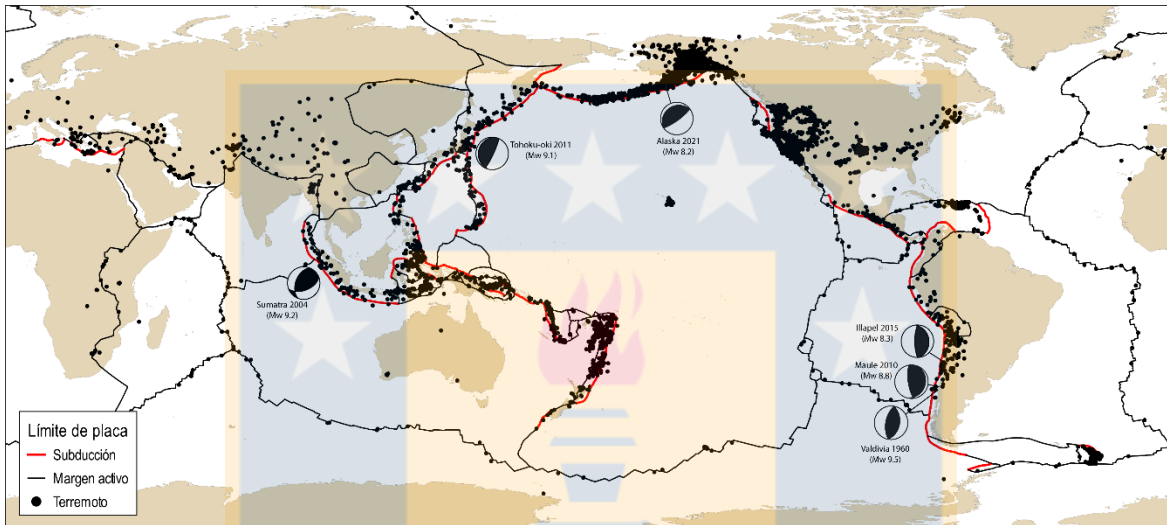


Figura 1.2 Distribución de sismicidad a escala global junto con mecanismos focales de terremotos de subducción con  $M_w > 8$  (datos obtenidos de sitio USGS). Sismicidad tomada de <https://service.iris.edu/>. Límites de placas tomados de Bird (2003). Datos de masas continentales obtenido de Natural Earth (<https://www.natureearthdata.com/>).

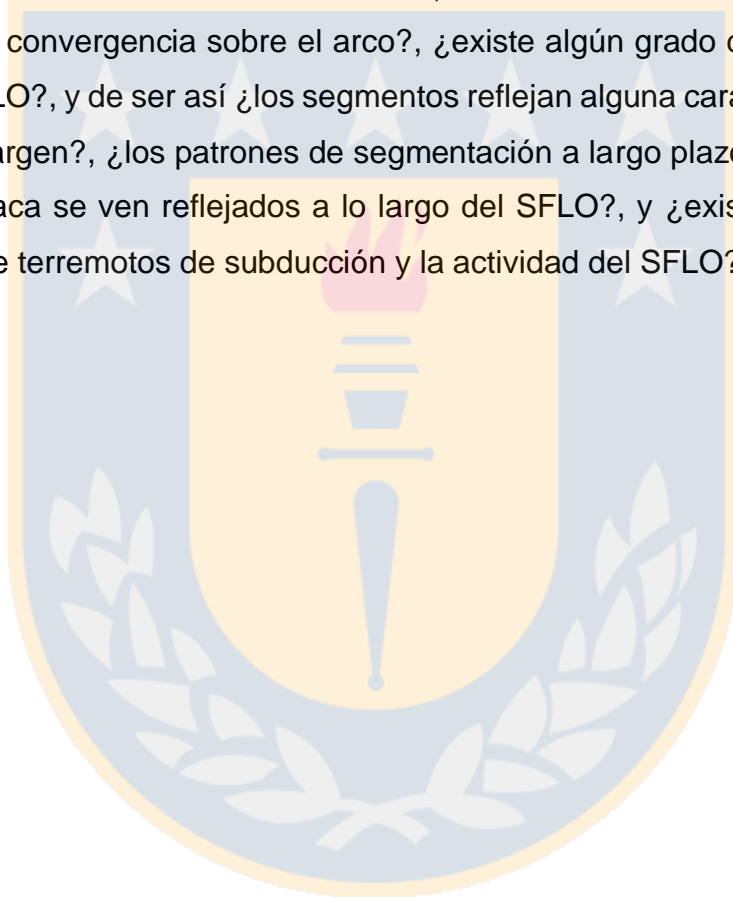
A lo largo del margen del sur de Chile, entre los  $48^\circ\text{S}$  y los  $37^\circ\text{S}$ , la deformación inducida por la convergencia oblicua de las placas de Nazca y Sudamérica (Figura 1.4) es fuertemente particionada. El Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO en Figura 1.4), un sistema de fallas paralelas al margen de cinemática transpresiva dextral (e.g., Cembrano et al., 1996), acomoda, parcialmente, la deformación transmitida a la placa superior (Wang et al., 2007). Estimaciones de tasas de deslizamiento para este sistema de fallas se han realizado considerando diferentes escalas temporales. Para el largo plazo (Plioceno), el modelo cinemático desarrollado por Rosenau et al. (2006) sugiere tasas de cizalle dextral que decrecen hacia el norte desde  $36 \pm 6$  a  $13 \pm 3$  mm/año. Estimaciones de tasas a escala del Cuaternario se han obtenido mediante la cartografía de formas glaciares desplazadas. De Pascale et al. (2021) sugieren tasas de deslizamiento de 11 a 24 mm/año para una traza mayor del SFLO en las inmediaciones del río Huemules. Por otro lado, Astudillo-Sotomayor et al. (2021),

utilizando terrazas fluviales deformadas y el cañón desplazado del río Liquiñe, estimaron que la Falla Liquiñe ha acomodado deslizamiento dextral una tasa de  $18.8 \pm 2$  mm/año durante los últimos 9 ka (Capítulo 5). En cuanto al corto plazo, velocidades de GPS sugieren traslación hacia el norte del Bloque Chiloé (Figura 1.4) mediante cizalle dextral a lo largo del SFLO a una tasa de 6.5 mm/año (Wang et al., 2007). Adicionalmente, modelos de elementos y bordes finitos sugieren tasas de deslizamiento de 1-7 mm/año y 3.5-5 mm/año, respectivamente (Iturrieta et al., 2017; Stanton-Yonge et al., 2016).

El SFLO es un sistema de fallas con sismicidad a lo largo de toda su traza (Figura 1.5). Datos de sismicidad instrumental dan cuenta de un sistema de fallas sísmicamente activo (Lange et al., 2008; Pérez-Estay et al., 2020; Sielfeld et al., 2019). Sismos con  $M_w > 5$  a lo largo del SFLO se presentan en la Figura 1.4, y están dados por los terremotos de Hudson en 1964 ( $M_w$  6.2; Chinn & Isacks, 1983), Lonquimay en 1989 ( $M_s$  5.3; Barrientos et al., 1992), Callaqui 2006 (Pérez-Flores et al., 2016), y la crisis sísmica de Aysén en 2007 (Legrand et al., 2011). Esta crisis sísmica duró cerca de tres meses y culminó con dos eventos mayores de  $M_w$  6.1 y  $M_w$  6.2 (Legrand et al., 2011) que causaron víctimas fatales. La crisis de Aysén dejó en claro la capacidad sismogénica del SFLO y el impacto que este tipo de eventos pueden tener en las zonas aledañas, poniendo de manifiesto la necesaria evaluación del potencial sismogénico de este sistema de fallas.

De acuerdo con Slemmons & dePolo (1986), la tasa de deslizamiento, el tiempo de recurrencia y  $M_w$ , son parámetros estrechamente relacionados entre sí (Figura 1.3). Por lo tanto, estudiar el comportamiento de las fallas corticales a escala de miles a decenas de miles de años (Holoceno) es la mejor manera de entender su comportamiento y evaluar su potencial sismogénico (McCalpin & Nelson, 2009). La evidencia de deformación holocena asociada al SFLO es escasa, producto de las altas tasas de erosión glacial y fluvial junto con la intensa actividad volcánica desarrollada en el área durante el Holoceno (Rawson et al., 2015). La evidencia reportada consiste, principalmente, en ríos desplazados (Astudillo-Sotomayor et al., 2021; Melnick et al., 2006), secuencias de depósitos fluviales y piroclásticos no consolidados deformados

(Astudillo-Sotomayor et al., 2018), y depósitos submarinos asociados a eventos de remoción en masa (Vargas Easton et al., 2013; Villalobos et al., 2020; Wils et al., 2018). Sin embargo, la naturaleza de los datos reportados hasta ahora no permite establecer con claridad el comportamiento individual de las fallas a escala de miles de años (e.g., geometría, cinemática, tasa de deslizamiento, etc.), ni el del SFLO de manera colectiva (e.g., segmentos característicos), y mucho menos, la relación que guarda con el ciclo de terremotos de subducción. Estos vacíos hacen surgir, entre otras, las siguientes preguntas: ¿Cómo ha acomodado el SFLO, durante el Holoceno, la deformación inducida por la convergencia sobre el arco?, ¿existe algún grado de segmentación a lo largo del SFLO?, y de ser así ¿los segmentos reflejan alguna característica a escala regional del margen?, ¿los patrones de segmentación a largo plazo observados en la falla de interplaca se ven reflejados a lo largo del SFLO?, y ¿existe alguna relación entre el ciclo de terremotos de subducción y la actividad del SFLO?.



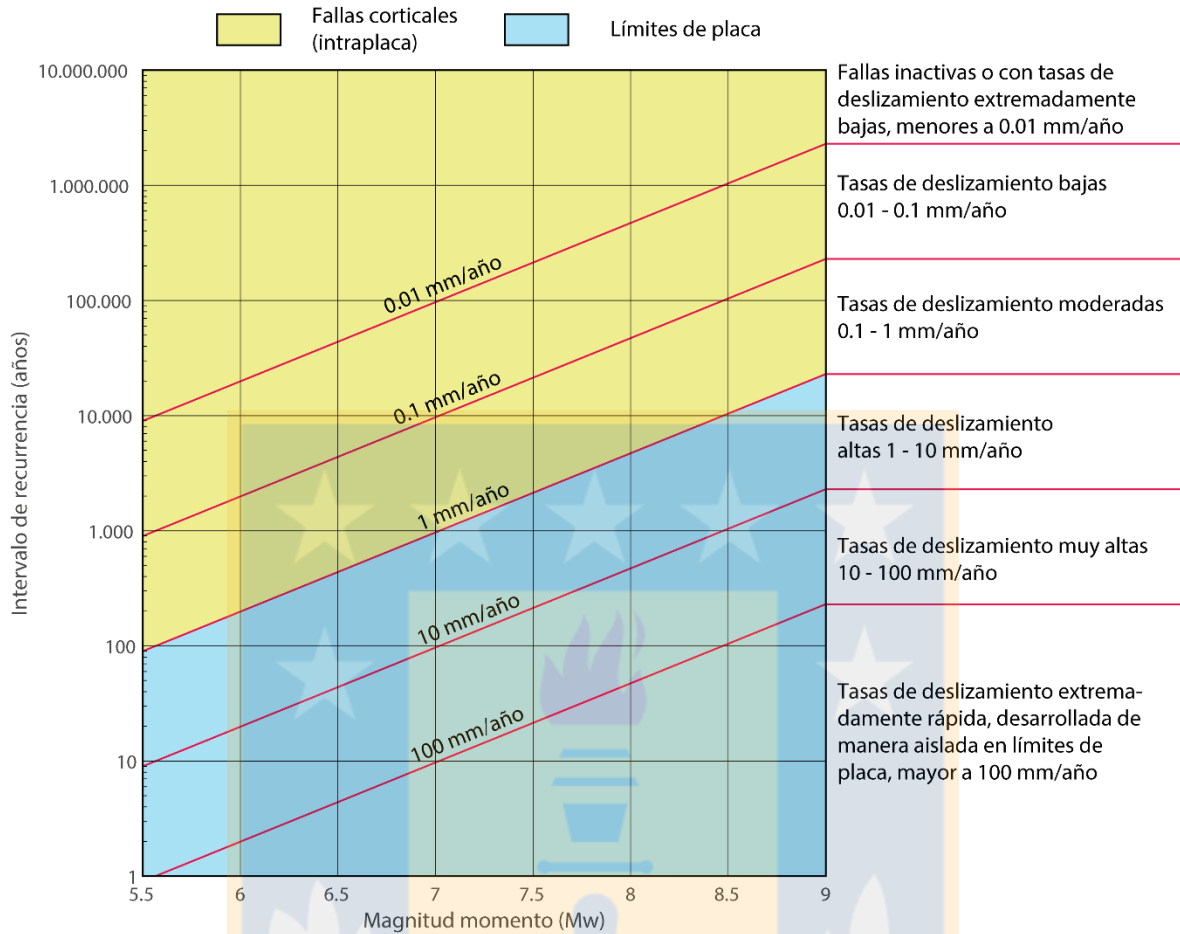


Figura 1.3 Relación entre magnitud, tasa de deslizamiento y tiempos de recurrencia para terremotos intraplaca y de límite de placas. Modificada de Slemmons y DePolo (1986).

Esta tesis se concentra en estudiar la evidencia de deformación Holocena registrada en el arco, entre los 39°S y los 40.5°S, y sobre esta base realizar inferencias acerca del comportamiento del SFLO a escala de miles de años. Adicionalmente, la información obtenida de las estructuras estudiadas permitirá realizar una apreciación del potencial sismogénico de las mismas, y establecer la amenaza que estas representan. Las metodologías utilizadas para este fin incluyen estudios geocronológicos (correlaciones tefrocronológicas y dataciones de radiocarbono) y estructurales (análisis cinemático), levantamientos topográficos de alta resolución (escáner laser terrestre y fotogrametría con dron), y análisis morfométrico (índices geomorfológicos, análisis espacial de topografía digital, perfiles swath).

En el Capítulo II se presentan, de manera detallada, los métodos utilizados en esta tesis. En el Capítulo III, se presenta una caracterización morfométrica del relieve de los Andes Patagónicos entre los 39°S y los 40.5°S, con especial atención a la relación que guarda la actividad del SFLO, y otras fallas del arco, con el desarrollo de relieve. En el Capítulo IV, se presenta evidencia de deformación Holocena entre los 39°S y los 40.5°S, y se discute su relación con el ciclo de terremotos de subducción mediante el desarrollo de modelos de cambio de estrés de Coulomb (CFS). En el Capítulo V se presenta evidencia puntual de deformación Holocena asociada a una traza mayor del SFLO, y como esta evidencia permite estimar la primera tasa de deslizamiento holoceno para el SFLO. En el Capítulo VI se presentan una discusión general del trabajo realizado y las conclusiones obtenidas del desarrollo de esta tesis. En los anexos se incluyen las publicaciones en revistas científicas resultado del trabajo de esta tesis (también se incluyen manuscritos en revisión y resúmenes de congresos).

## 1.2 Marco tectónico y sismotectónico para el margen del sur de Chile (48°S-37°S)

El marco tectónico de los Andes Patagónicos ha estado dominado por la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana durante los últimos 28 Ma (Figura 1.4). Este proceso ha ocurrido a una velocidad y oblicuidad relativamente constantes, con excepción de un periodo entre los 26 y 20 Ma, cuando la convergencia ocurrió de manera ortogonal (Maloney et al., 2013; Pardo-Casas & Molnar, 1987). Actualmente, la convergencia ocurre a una tasa de 66 mm/año y con un vector orientado N78E (Angermann et al., 1999; E. Kendrick et al., 2003), lo que se traduce en 26° NE de oblicuidad con respecto a la dirección normal a la fosa ( $\Phi$  en Figura 1.4; Jarrard, 1986). En este segmento de los Andes, la deformación inducida por la convergencia es fuertemente particionada entre la falla de interplaca, el SFLO (Arancibia et al., 1999; Lavenu & Cembrano, 1999; Rosenau et al., 2006), y Fallas Transversales a los Andes de orientación NW (e.g., FL en Figura 1.4; Pérez-Flores et al., 2016; Sánchez et al., 2013).

A lo largo de la zona de subducción chilena, las elevadas tasas de convergencia se traducen en intervalos de recurrencia relativamente cortos para los terremotos de

subducción (~300 años; Lomnitz, 2004). La ocurrencia varios terremotos de subducción de magnitudes altas a muy altas durante los últimos cientos de años (Figuras 1.2 y 1.4; Cisternas et al., 2005; Ruiz & Madariaga, 2018), ha permitido definir los segmentos sismotectónicos Constitución y Valdivia (Lomnitz, 2004). El límite entre ambos segmentos se encuentra en la Península de Arauco (PA en Figura 1.4); propuesta como una barrera sísmica de largo plazo ( Melnick et al., 2009). El último gran terremoto que tuvo lugar en el segmento constitución fue el terremoto del Maule en 2010 (Mw 8.8), cuya ruptura produjo deslizamientos cosísmicos de 4 a 21 m (Delouis et al., 2010), afectando al segmento completo entre los 38°S y los 34°S (Figura 1.4; Moreno et al., 2012). Mapas de acoplamiento intersísmico desarrollados con datos de GPS obtenidos durante la década previa a este terremoto sugieren un *gap* sísmico maduro con una zona de interplaca fuerte y heterogéneamente acoplada ( Moreno et al., 2010). Por otro lado, el último gran terremoto en el segmento Valdivia fue el terremoto de Valdivia de 1960 (Mw 9.5), asociado a una ruptura de ca. 1000 km de largo entre los 46°S y los 37.5°S (Figura 1.4; Moreno et al., 2009) y que produjo deslizamientos cosísmicos de hasta 44 m (Barrientos & Ward, 1990; Fujii & Satake, 2013; M. S. Moreno et al., 2009). Sumado a lo anterior, la deformación superficial asociada a este evento también incluye los efectos de la acomodación post sísmica del manto (Khazaradze et al., 2002). En 2016, el terremoto de Melinka (Mw 7.6) ocurrió en el extremo sur del área de ruptura del terremoto de Valdivia (43.4°S), al sur de la isla de Chiloé (Figura 1.4; Melgar et al., 2017). Este evento tuvo una duración de 35 s, alcanzando valores máximos de deslizamiento de 5 m (Melgar et al., 2017). La ocurrencia del terremoto de Melinka deja de manifiesto que el Segmento Valdivia ya



se encuentra lo suficientemente acoplado como para producir terremotos de Mw 7-8 ( Melnick et al., 2018).

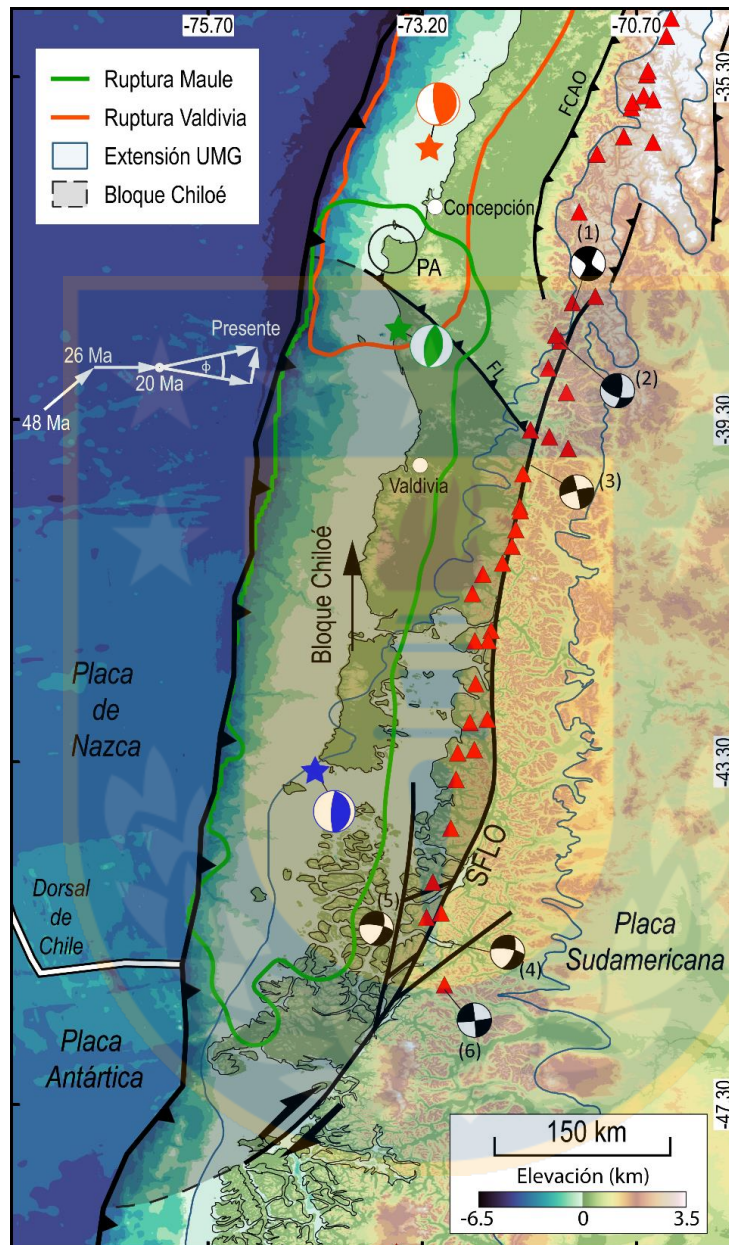


Figura 1.4 Situación tectónica del margen chileno, entre los 49.0°S y los 34.5°S. Epicentro de los terremotos de Melinka 2016 (Mw 7.6), Valdivia 1960 (Mw 9.5), y Maule 2010 (Mw 8.8) es indicado con estrellas de colores azul, verde, y anaranjada respectivamente. El área de ruptura y mecanismo focal de cada evento son indicados utilizando el mismo código de colores. Fallas regionales tomadas de Melnick et al. (2009): FL: Falla Lanalhue; FCAO: Falla del Cabalgamiento Andino Occidental. Extensión del último máximo glaciar (UMG) tomada de Singer et al. (2004), después de Caldenius (1932), después de Clapperton (1993). Mecanismos focales para sismos Mw>5 ocurridos a lo largo del SFLO: (1) Callaqui 2006 (Mw 5.5; Pérez-Flores et al., 2016); (2) Lonquimay 1989 (Ms 5.3; Barrientos et al., 1992); (3) Neltume 2021 (Mw 4.8; <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000dgn1/technical>); (4) Aysén 1960 (Mw 7.7; Kanamori & Rivera, 2017); (5) Aysén 2007 (Mw 6.1 y Mw 6.2; Legrand et al., 2011); (6) Hudson 1964 (Mw 6.2; Chinn & Isacks, 1983). Variación en el tiempo del vector de convergencia tomada de Kendrick et al. (2003), Klotz et al. (1999), Maloney et al. (2013) y Pardo-Casas & Molnar (1987). Φ: Oblicuidad del vector de convergencia con respecto a la dirección perpendicular a la fosa (Jarrard, 1986) PA: Península de Arauco.

La extensión de la ruptura del terremoto de Valdivia coincide con la ubicación del SFLO (Figura 1.4; Rosenau et al., 2006) y gatilló la erupción de los volcanes Villarrica y Puyehue-Cordón Caulle (Bonali et al., 2013). La ocurrencia de un terremoto lento en las inmediaciones de Puerto Aysén, asociado a una traza del SFLO, días después del terremoto de Valdivia (terremoto 3 en Figura 1.4; Cifuentes, 1989; Kanamori & Rivera, 2017), es considerada como la única reactivación del SFLO inducida por el terremoto de Valdivia.

### 1.3 Síntesis estructural para SFLO y otras fallas del arco de los Andes Patagónicos.

El SFLO (Figura 1.4) es el rasgo estructural principal del arco de la Zona Volcánica Sur, descrito por Hervé (1976) como un *set* de lineamientos paralelos a la costa que cortan volcanes, valles y fiordos. Corresponde a un sistema de fallas transpresivas dextrales de 1200 km de largo con orientación NS a NNE-SSW, y estructuras secundarias asociadas de orientación NE-ENE (Cembrano et al., 1996, 2000). El SFLO favorece el desacople y traslación hacia el norte del bloque Chiloé (Figura 1.4; Forsythe & Nelson, 1985). A escala regional, la geometría del SFLO consiste en fallas principales dextrales de orientación NNE, además de fallas de cinemática normal-dextral con rumbo NE que se desprenden de las trazas principales, definiendo estructuras de dúplex y colas de caballo en los extremos sur y norte del sistema (Figura 1.4). Este sistema está asociado espacialmente con estrato volcanes mayores del arco, lineamientos volcánicos de orientación ENE, diques de rumbo sub paralelo al SFLO, y centros hidrotermales (Cembrano et al., 2000; Cembrano & Lara, 2009; Lara et al., 2008; Melnick et al., 2006; Pérez-Flores et al., 2016; Rosenau et al., 2006; Sánchez et al., 2013; Sielfeld et al., 2017). El régimen tectónico impuesto sobre arco volcánico ha cambiado a lo largo del Cenozoico. El segmento del SFLO entre los 37°S y los 42°S, estuvo sometido a un régimen compresivo de orientación EW entre el Mioceno (8.4 Ma) y el Plioceno (3.6). Desde el Plioceno ha acomodado transpresión dextral de orientación NE-SW (Lavenu & Cembrano, 1999). Por otro lado, el segmento del SFLO entre los 42°S y los 46°S estuvo dominado por compresión durante el Plioceno (5.4-1.6 Ma), mientras que durante el Cuaternario ha estado sometido a transpresión dextral NE-SW (Lavenu & Cembrano, 1999).



Otras estructuras presentes en el arco son las Fallas Oblicuas a los Andes (ATF por sus siglas en inglés; FL en Figura 1.4). Las ATFs corresponden a una serie de lineamientos de rumbo NW consideradas como estructuras preandinas heredadas, y reactivadas como fallas sinestrales-inversas (Lange et al., 2008; Melnick & Echtler, 2006). A pesar de no estar genéticamente vinculadas, las ATFs y el SFLO están vinculadas cinemática y dinámicamente (Hernandez-Moreno et al., 2016). Las ATFs están asociadas espacialmente a límites de ruptura de terremotos de subducción (Melnick et al., 2009) y controlan, parcialmente, el desarrollo de volcanismo Cuaternario en la Zona Volcánica Sur, la circulación de fluidos y la ocurrencia de sismicidad de poca profundidad en el arco (Cembrano & Lara, 2009; Lara et al., 2006; Melnick et al., 2006; Pérez-Flores et al., 2016, 2017; Sánchez et al., 2013; Sielfeld et al., 2017; Tardani et al., 2016).

#### 1.4 Actividad holocena a actual: evidencia geológica e instrumental

Diferentes autores han documentado actividad durante el Cuaternario, o incluso Holoceno, a lo largo del SFLO, basándose en evidencia geológica y/o instrumental. En el extremo norte del SFLO, Melnick et al. (2006) reportan la ocurrencia de varios drenajes desplazados por trazas NNE del SFLO, en ambos flancos del valle del río Lonquimay. Estos drenajes están desarrollados sobre depósitos aluviales cuaternarios (Suárez & Emparán, 1997), y exhiben desplazamientos que varían entre 200 y 500 m. En la periferia de Puerto Aysén, Vargas Easton et al. (2013) y Villalobos et al. (2020) proponen un modelo cinemático para la tectónica reciente del área (últimos 12 ka), destacando la fuerte relación entre fallamiento Holoceno, volcanismo monogenético, depósitos de transporte en masa (MTD por sus siglas en inglés) y terremotos corticales asociados al SFLO. En este lugar, las trazas principales y secundarias, del SFLO deforman depósitos fluviales, lacustres y glaciales, tanto en ambientes continentales como sub acuosos. La actividad de las fallas ha promovido el desarrollo de escarpes de falla con orientación NS asociados a deslizamientos dextrales-inversos, identificados en el fondo del fiordo de Aysén (Villalobos et al., 2020). Sumado a lo anterior, las trazas han desplazado dextralmente drenajes decenas a cientos de metros (Vargas Easton et al., 2013). En el fiordo de Aysén, Wils et al. (2018) reconstruyeron el registro de paleosismos utilizando la estratigrafía de MTD

preservados en el fondo del fiordo. Se identificaron varias generaciones de MTDs a partir de estratigrafía sísmica, la cual fue correlacionada con el registro sedimentario obtenido de un sondaje Calypso, confirmando el origen sísmico de los depósitos en cuestión. Edades de radiocarbono, junto con correlaciones tefrocronológicas, permitieron acotar la edad de los eventos al Holoceno (Wils et al., 2018), sugiriendo que varios de estos se deberían a paleoterremotos en trazas del SFLO (Wils et al., 2018). En cuanto a la evidencia de deformación continental durante el Holoceno, Astudillo-Sotomayor et al. (2021) reportan el desplazamiento dextral de  $170 \pm 9.9$  m del río Liquiñe (Capítulo 5).

Actividad sísmica asociada al SFLO ha sido registrada a lo largo de toda su traza (Figura 1.5). Antes de la crisis de Aysén, en 2007, el registro de sismicidad del SFLO era escaso, debido a las pocas estaciones instaladas y la poca precisión en la localización que presentan los instrumentos telesísmicos (Russo et al., 2011). A pesar de lo anterior, datos telesísmicos permitieron a Cifuentes (1989) identificar un evento sísmico cerca del extremo sur del SFLO los días posteriores al terremoto de Valdivia. Este evento tuvo una duración de 190 s, alcanzó  $M_w$  7.7, e involucró deslizamiento dextral a lo largo de una falla de orientación NS en un ambiente dúctil (Kanamori & Rivera, 2017). Datos instrumentales muestran que la sismicidad a lo largo del SFLO ocurre en *clusters* con  $M_w \leq 4$  y profundidades de hasta 12 km, la cual es considerada como la base de la zona sismogénica (Figura 1.5; Lange et al., 2008; Pérez-Estay et al., 2020; Sielfeld et al., 2019).

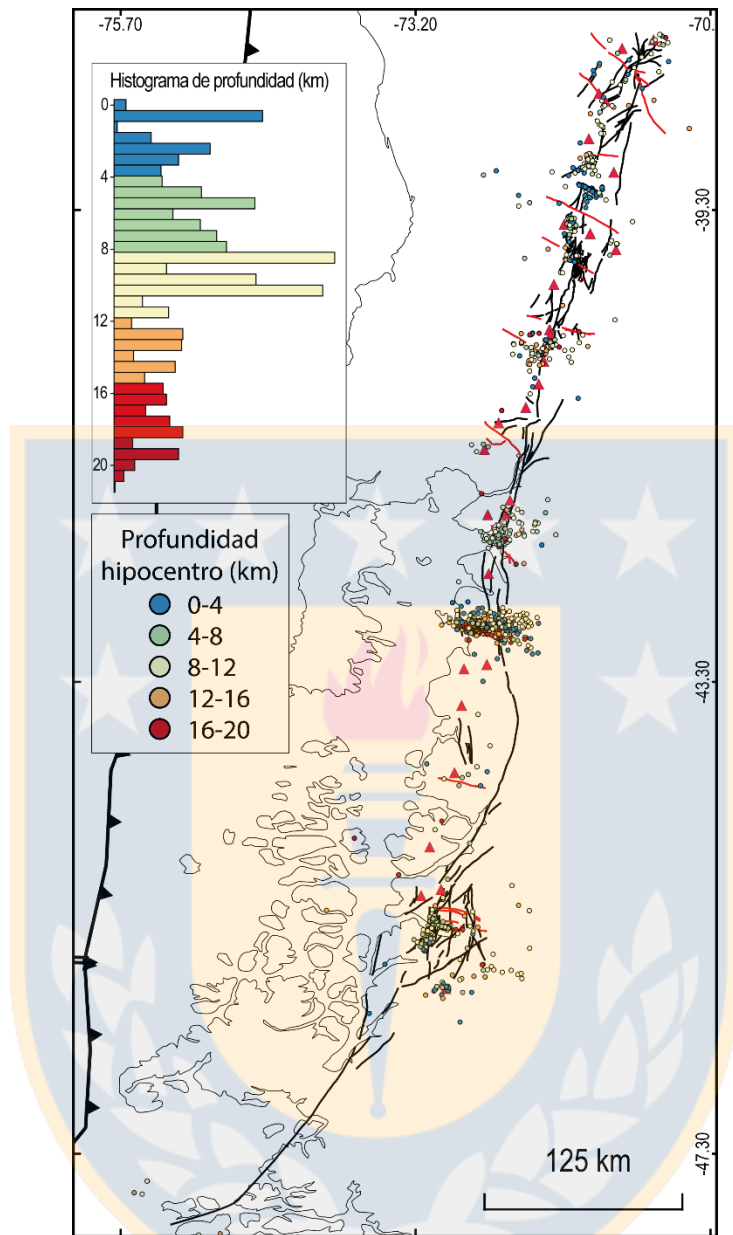


Figura 1.5 Sismicidad instrumental a lo largo del SFLO tomada de Lange et al. (2008); Legrand et al. (2011); Pérez-Estay et al. (2020); Sielfeld et al. (2019) y bases de datos de USGS e IRIS. Histograma muestra la distribución de la profundidad del hipocentro de los sismos.

## 1.5 Hipótesis

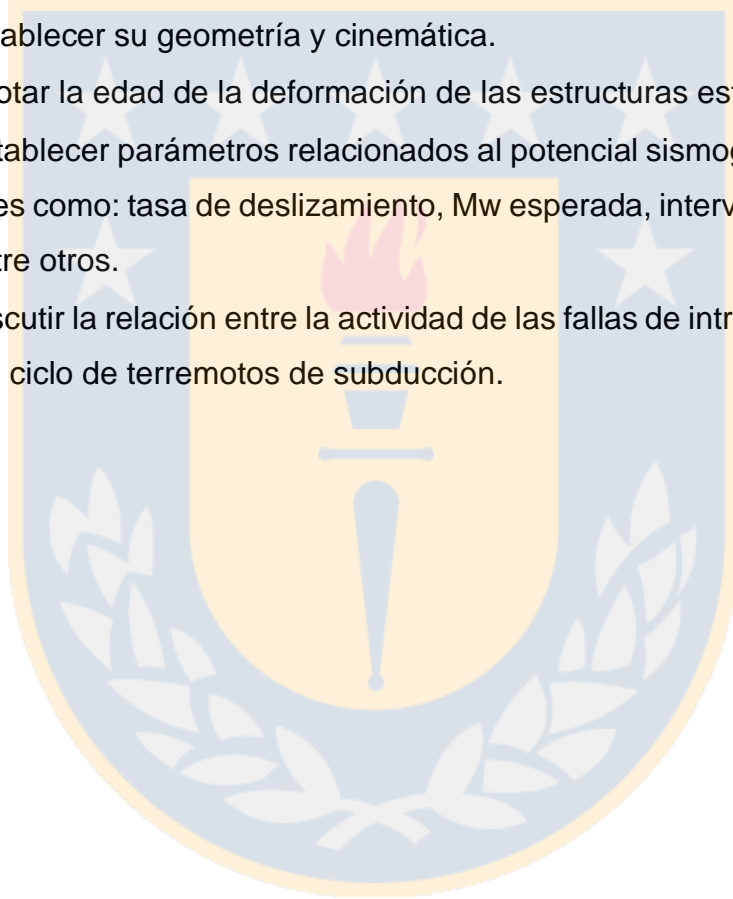
El SFLO es un rasgo estructural mayor del arco, y ha acomodado de manera importante la componente paralela al margen del vector de convergencia durante el Holoceno. La deformación sería acomodada de manera tanto sísmica como asísmica, siendo regulada, en gran parte, por el ciclo de terremotos de subducción.

## 1.6 Objetivo general y específicos

El objetivo general que tiene esta tesis es analizar el estilo de la deformación holocena identificada en la parte norte del SFLO (39°S-40.5°S), en el marco de los procesos tectónicos y superficiales que operan en el intra-arco de los Andes Patagónicos.

Los objetivos específicos se presentan a continuación:

- Identificar trazas del SFLO que afecten a depósitos Holocenos, y establecer su geometría y cinemática.
- Acotar la edad de la deformación de las estructuras estudiadas.
- Establecer parámetros relacionados al potencial sismogénico de las fallas tales como: tasa de deslizamiento,  $M_w$  esperada, intervalo de recurrencia, entre otros.
- Discutir la relación entre la actividad de las fallas de intra-arco y las etapas del ciclo de terremotos de subducción.



## Capítulo 2: Métodos

En este capítulo se presentan, de manera general, los diferentes métodos empleados durante el desarrollo de esta tesis. Estos fueron seleccionados en base a los objetivos específicos trazados y presentados en el Capítulo I. En los Capítulos 3, 4 y 5, se entrega una descripción específica de la forma en que fueron aplicados en esta tesis.

### 2.1 Selección de sitios de estudio

En el intra-arco de los Andes del Sur de Chile, los sitios continentales que presentan evidencia de deformación holocena, producida por el SFLO y fallas espacialmente relacionadas, son escasos. Por lo tanto, identificar sitios de interés o con potencial de preservar este tipo de información es una tarea crítica para estudios de neotectónica. Con este fin, se realizó una exhaustiva revisión del material publicado y no publicado disponible para identificar sitios de interés. Posteriormente, se realizó un análisis de Modelo Digital de Elevaciones (MDE) TanDEMx con 12 m de resolución espacial, junto con imágenes satelitales de diversas fuentes (Google Earth, Esri, Bing, Yandex, entre otras), para identificar lineamientos y/o formas de relieve asociadas a la actividad de fallas. Producto de esta tarea, se seleccionaron las áreas de estudio Maihue, Liquiñe, Las Pampas y Caburgua (Figura 2.1, presentados en detalle en los capítulos 4 y 5). Evidencia de deformación holocena en estos sitios fue luego corroborada en terreno. El sitio Palguín (Figura 2.1) fue identificado solo en terreno.

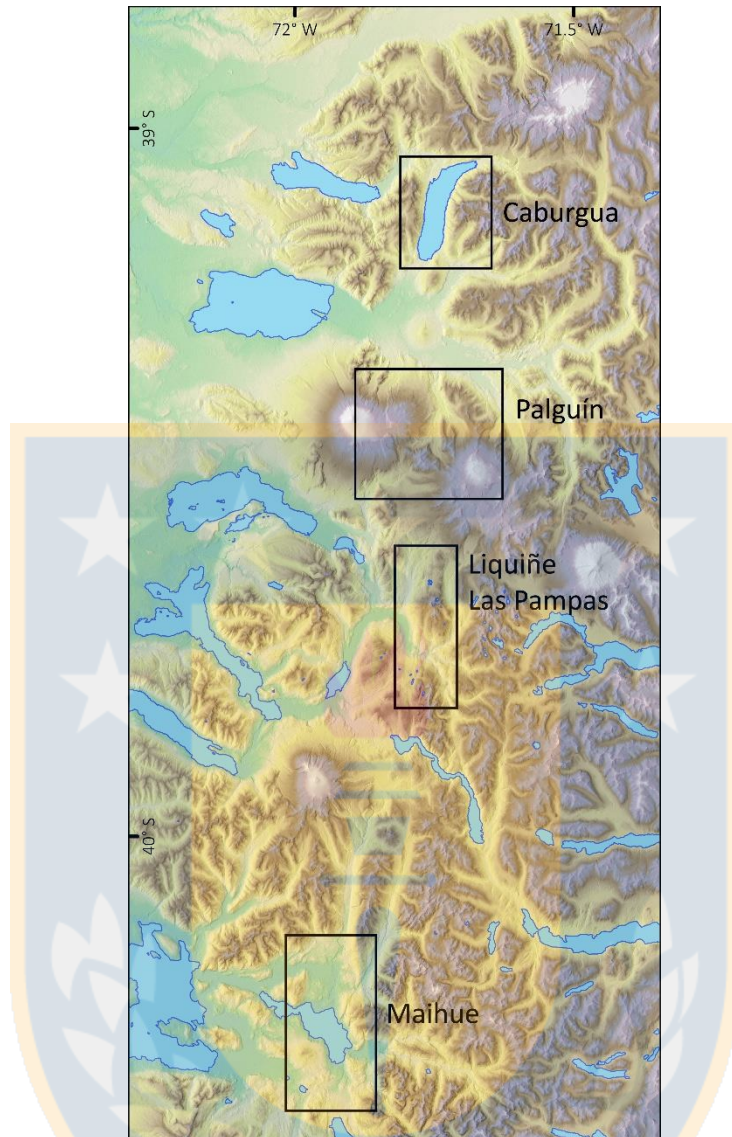


Figura 2.1 Topografía sombreada del área de estudio destacando la ubicación de los sitios con evidencia de deformación holocena seleccionados.

## 2.2 Caracterización de terreno

La evidencia de deformación fue caracterizada durante campañas de trabajo en terreno. Esta evidencia corresponde a depósitos cuaternarios deformados y formas de relieve desplazadas. Las tareas realizadas en terreno consistieron principalmente en la cartografía, descripción y análisis de la evidencia neotectónica de actividad en fallas en cada sitio, desde un punto de vista geomorfológico, estratigráfico y estructural.



### 2.3 Análisis morfométrico

En ambientes tectónicamente activos, la topografía es el resultado de la interacción entre la tectónica, el clima, la litología y los procesos superficiales (Bull, 1984; Bull, 2009; Burbank & Anderson, 2011). Si estos factores se mantienen constantes en el tiempo, los ríos desarrollan un perfil longitudinal cóncavo que refleja su estado en equilibrio (Whipple, 2001). Si ocurre alguna perturbación que modifique la intensidad de alguno de estos factores, los ríos reaccionan adaptando su forma en busca de un nuevo perfil de equilibrio ante estas nuevas condiciones. Esta respuesta generalmente demora entre  $10^3$  y  $10^6$  años, dependiendo de las condiciones erosivas del área, la naturaleza de la perturbación y de la litología afectada (Whipple, 2001). El río modifica su pendiente, el patrón de la red de drenaje y la forma de la cuenca (afectando la dinámica entre las cuencas adyacentes). Esto hace del estudio de la topografía, los patrones de la red de drenaje y los rasgos morfológicos de un área una buena aproximación de la actividad tectónica reciente, permitiendo reconstruir la evolución tectónica. En esta línea, los índices geomorfológicos han demostrado ser herramientas de gran utilidad para cuantificar el estado evolutivo del relieve dado que son sensibles a anomalías en el perfil longitudinal de los ríos y a los procesos que conducen la migración de las divisorias de cuencas y captura de drenaje (Azañón et al., 2015; Goren et al., 2014, 2015; Harel et al., 2019; Harel et al., 2016; Pérez-Peña et al., 2009; Willett et al., 2014). Es importante destacar que perturbaciones en la red de drenaje de origen no tectónico pueden producir el mismo efecto que los procesos orogénicos. Por esto es importante discernir aquellas perturbaciones de origen tectónico a fin de evitar interpretaciones erróneas. El estudio del gradiente de los canales de la red de drenaje, la distribución de *knickpoints* y la movilidad de las divisorias de las cuencas hidrográficas permiten evaluar la evolución del relieve en términos de actividad tectónica relativa (Quantifying Differential Rock-Uplift Rates via Stream Profile Analysis, 2001; Rimando & Schoenbohm, 2020; Yazıcı et al., 2018). La integración del análisis geomorfológico con datos estratigráficos, estructurales, observaciones de campo y sismicidad es una buena estrategia para filtrar la señal no-tectónica en los índices geomorfológicos y obtener resultados más significativos.

Los índices geomorfológicos se han utilizado para identificar deformación tectónica en diferentes ambientes tectónicos y climáticos, como la Sierra Nevada, en el sur de España (Pérez-Peña et al., 2010), el oeste de Java, en Indonesia (Marliyani et al., 2016), a lo largo del Sistema de Fallas del Mar Muerto, en el Líbano (Goren et al., 2015), las Sierras Pampeanas en Argentina (Rimando & Schoenbohm, 2020), o la Falla Ovacik en el este de Turquía (Yazıcı et al., 2018), por nombrar algunos. El desarrollo de knickpoints, así como los perfiles longitudinales de ríos con forma cóncava hacia abajo, son considerados como indicadores de actividad tectónica reciente asociada a fallamiento y/o plegamiento. Por otro lado, los procesos asociados al clima (e.g., glaciaciones) pueden ser muy eficientes obliterando cualquier morfología asociada a actividad tectónica presente en el paisaje, especialmente cuando las tasas de erosión y/o sedimentación superan las tasas tectónicas (deslizamiento o alzamiento/subsidencia).

### 2.3.1 Índices geomorfológicos.

En esta tesis, se calcularon diferentes índices geomorfológicos para caracterizar la topografía de los Andes Patagónicos, entre los 38°S y los 41°S. Para esto, primero, se delimitó la cuenca y extrajo la red de drenajes de diferentes sitios de estudio a lo largo del SFLO, considerando un área drenada de 1 km<sup>2</sup> (sitios presentados en el Capítulo 3). También se identificó el cauce principal de cada cuenca. Para cada una de las cuencas seleccionadas, se calculó el índice de empinamiento normalizado (*ksn*), se construyeron perfiles longitudinales del río, y se identificaron knickpoints a lo largo de la red de drenajes. Estos cálculos y análisis fueron llevados a cabo utilizando *TopoToolbox* (Schwanghart & Kuhn, 2010), un set de herramientas de MATLAB desarrolladas para el análisis de topografía digital. El análisis morfométrico se realizó a partir de MDE ALOS World 3D (AW3D) con 30 m de resolución espacial y un error vertical de 5 m (Takaku et al., 2014). Estos MDE presentan mayor precisión y menor sesgo para la extracción de perfiles de ríos en regiones montañosas (Schwanghart & Scherler, 2017), como es el caso de los Andes Patagónicos. A continuación, se definen los índices calculados:



### 2.3.1.1 Índice normalizado de empinamiento del canal ( $k_{sn}$ ).

Según (Hack, 1957), la mayoría de los ríos presentan un perfil longitudinal que puede ser descrito por una ley de potencia que relaciona la pendiente local del canal ( $S$ ) y el área drenada ( $A$ ),

$$(1) \quad S = k_s A^{-\theta}$$

Donde  $K_s$  es el índice de empinamiento del canal y  $\theta$  el índice de concavidad (Flint, 1974). Debido a que la forma de la cuenca aguas arriba condiciona la tasa de descarga aguas abajo, también influencia la tasa a la que el gradiente cambia a lo largo del río (concavidad del río; Figura 2.2). Cambios en la litología, tasa de alzamiento, y/o clima pueden promover el desarrollo de un perfil segmentado. Cada uno de estos segmentos responde a la relación de la Ecuación 1, pero con valores diferentes del índice de empinamiento, concavidad o ambos (Figura 2.2; Wobus et al., 2006). La determinación de los índices de empinamiento y concavidad puede hacerse mediante regresiones lineales del gradiente vs el área drenada en un espacio log-log (Figura 2.2b; Wobus et al., 2006).

Determinar el  $k_s$  y  $\theta$  de un río se puede lograr usando regresiones de área pendiente. Sin embargo, pequeñas variaciones o incertidumbres en  $\theta$  (pendiente de la regresión) inducen grandes variaciones en el  $k_s$  (Kirby & Whipple, 2012). Para solucionar este problema se han propuesto dos métodos: el primero consiste en utilizar un área de referencia, para así obtener como resultado una pendiente de referencia (Sklar & Dietrich, 1998). Este método resulta útil cuando se quiere comparar el gradiente entre ríos de tamaño similar. Sin embargo, no es útil cuando se busca comparar ríos con áreas muy diferentes, tarea esencial cuando se busca aislar la influencia tectónica en la forma del paisaje (Kirby et al., 2003).

El segundo método se basa en que la concavidad de ríos en equilibrio debería definir un rango de valores acotado ( $0.4 \leq \theta \leq 0.6$ ). al evaluar las regresiones de área-pendiente utilizando un índice de concavidad de referencia ( $\theta_{ref}$ ) se determina un índice de empinamiento normalizado ( $k_{sn}$ ) el cual permite una comparación efectiva de perfiles de ríos con áreas drenadas muy diferentes (C. Wobus et al., 2006).

$$(2) \quad S = k_{sn} A^{-\theta_{ref}}$$

El valor estimado de  $k_{sn}$  corresponde al centroide de un segmento definido por los límites de la regresión. De esta forma, el valor de  $k_{sn}$  obtenido dependerá de los límites escogidos para realizar la regresión. Como se dijo anteriormente, los ríos presentan un perfil segmentado por variaciones de distinto origen, y ajenas al mismo. Reconocer la segmentación del río y utilizar estos límites para la definición de segmentos es una parte integral de la interpretación tectónica (Kirby & Whipple, 2012).

El análisis del gradiente de los ríos depende mucho de los MDEs. Estos pueden ser ruidosos, y por ello muchos los métodos desarrollados buscan reducir la dispersión al estimar la pendiente pixel a pixel (C. Wobus et al., 2006). Para reducir el ruido se implementan protocolos que consideran submuestreo del perfil, ventanas móviles, entre otros.

Una tercera forma de estimar el índice de empinamiento y gradiente del río fue propuesta por Royden & Taylor Perron (2013). Este método no deriva un estimado de la pendiente, sino que integra ambos lados de la ecuación 1

$$(3) \quad z(x) = k_s \int_0^x A(x')^{-\theta} \equiv k_s \chi(x)$$

La variable  $\chi$  puede ser determinada directamente a partir de datos de área drenada mediante simple integración numérica, y por esto se le conoce como método integral para establecer el gradiente del canal (Kirby & Whipple, 2012). En este método los segmentos del perfil del río que se ajustan a un índice de concavidad  $\theta$  serán segmentos lineales en el espacio  $z$  vs.  $X$ , la pendiente de esta línea corresponde al  $k_s$ . Los segmentos que no se ajustan completamente a la ley de potencia entre el gradiente y el área drenada, o los segmentos con índices de concavidad diferentes al valor de referencia utilizado tendrán forma curva (Kirby & Whipple, 2012).

Para esta tesis, el cálculo de  $k_{sn}$  se realizó utilizando TopoToolbox (Schwanghart & Kuhn, 2010). Esta herramienta calcula el  $k_{sn}$  según la ecuación 3, considerando un índice de concavidad de referencia igual a 0.45.

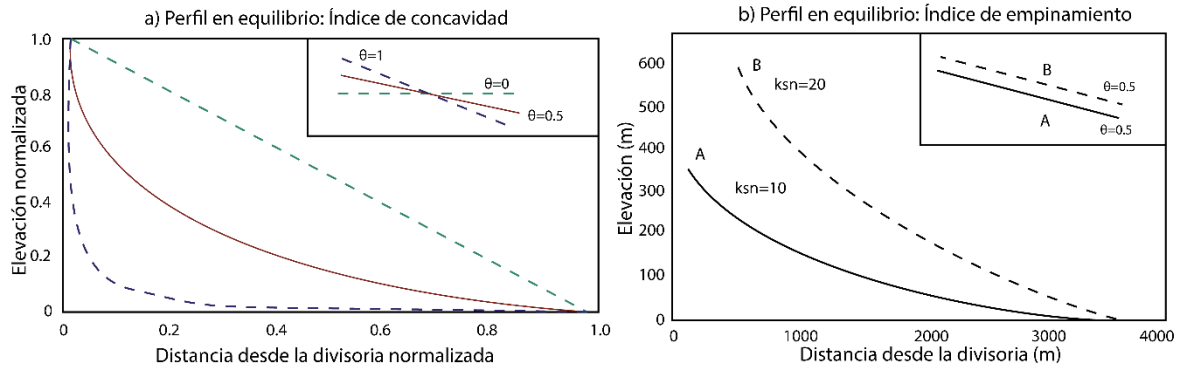


Figura 2.2 Representación esquemática de la forma de un perfil de río (modificada de Whipple & Tucker, 1999) a) Ejemplo mostrando la influencia del índice de concavidad ( $\theta$ ) en la forma y en la pendiente (inset). b) Comparación de dos perfiles con diferentes valores del índice de empinamiento ( $ksn$ ), pero valores de concavidad idénticos. Modificado de Kirby & Whipple (2012).

### 2.3.2 Modelo de clasificación de superficies

El modelo de clasificación de superficies (SCM por sus siglas en inglés) fue desarrollado por Bowles & Cowgill (2012) para identificar potenciales terrazas marinas basado en su rugosidad y pendiente, considerando su contexto geomorfológico. Según Bowles & Cowgill (2012), las terrazas marinas pueden ser definidas como superficies de baja pendiente (alcanzando valores máximos de  $15^\circ$ ), y de baja rugosidad. La rugosidad se define como la desviación estándar de la pendiente (Frankel & Dolan, 2007), es decir, nos entrega una idea de cuanto varían los valores de pendiente dentro de una ventana de observación. Superficies de baja rugosidad se interpretan como superficies donde la pendiente es, más o menos, homogénea en toda su extensión (Figura 2.3a), sin importar si estos valores son elevados o bajos. Por otro lado, cuando la rugosidad es elevada, quiere decir que la pendiente varía mucho dentro del área de interés (Figura 2.3b). El SCM consiste en la combinación lineal de los valores normalizados de pendiente y rugosidad (Bowles & Cowgill, 2012), y el cálculo de este modelo se realiza utilizando DEMs y algún software SIG (e.g., QGIS, ArcGIS, MATLAB o Python). Sin embargo se deben tener cuenta algunas consideraciones previas al cálculo de este modelo:

La pendiente de las terrazas es de unos pocos grados, sin embargo, con el paso del tiempo los procesos erosivos y deposicionales pueden aumentar la pendiente llegando a valores máximos de  $15^\circ$  (Bowles & Cowgill, 2012). De esta forma, se deben descartar todos los valores de pendiente  $>15^\circ$  del raster de pendientes.

Los valores de rugosidad extremadamente altos pueden ocurrir en zonas cercanas al borde del DEM, o en zonas con agua debido a errores. Por esta razón, se deben descartar estos valores antes de realizar la normalización.

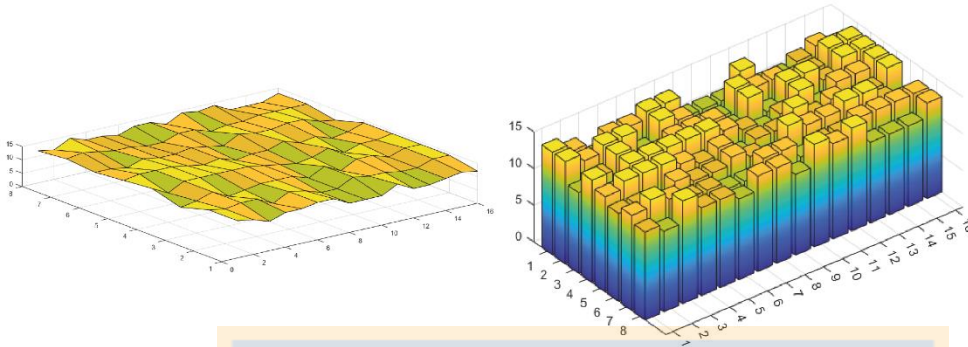
Los rasters normalizados deben tener valores dentro del rango 0 a 1.

Una vez normalizados los rasters de pendiente y rugosidad, el cálculo del SCM se realiza según la siguiente expresión:

$$SCM = (Pendiente_{norm} \times 0.5) + (Rugosidad_{norm} \times 0.5)$$

Con  $Pendiente_{norm}$  siendo el  *raster* de pendiente normalizada y  $Rugosidad_{norm}$  el  *raster* de rugosidad normalizado. El cálculo de SCMs se llevó a cabo para identificar terrazas fluviales dispuestas alrededor del río Liquiñe, utilizando topografía de alta resolución (Capítulo IV). Las terrazas fluviales coinciden con las terrazas marinas en su definición geométrica, mas difieren en su contexto geomorfológico. Debido a que el SCM es un método cuantitativo, puede ser utilizado para identificar terrazas fluviales, o cualquier tipo de superficie en base a valores de pendiente y rugosidad.

a) Superficie de bajas pendientes y rugosidad baja (pendiente: 10-15 grados; rugosidad: 1.38)



b) Superficie de pendientes bajas y rugosidad alta (pendiente: 0-15 grados; rugosidad: 4.40)

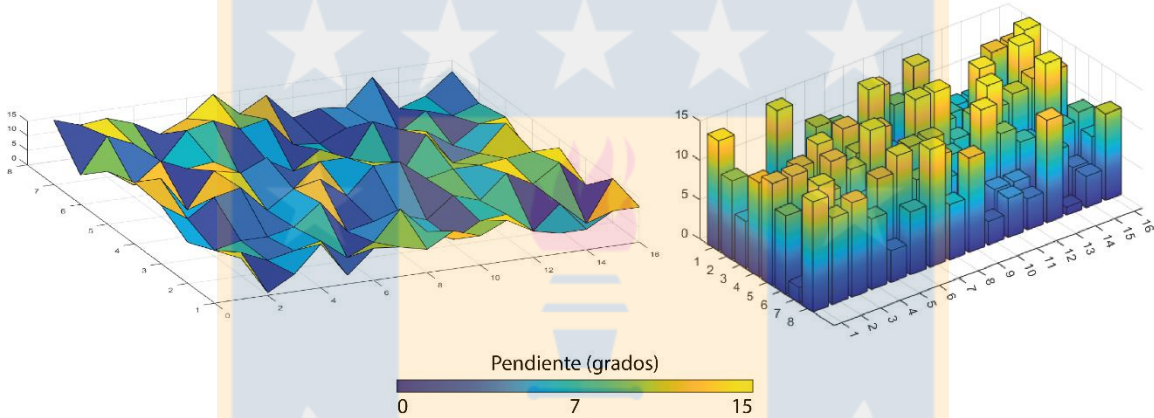


Figura 2.3 Relación entre la pendiente y la rugosidad. a) Rango de valores de pendiente muy acotado se traduce en bajos valores de rugosidad. b) Al incrementar el rango de valores de pendiente dentro de un área, también lo hace la rugosidad.

### 2.3.3 Perfiles *swath*

El análisis de la topografía utilizando perfiles topográficos permite explorar la respuesta a largo, y corto, plazo del paisaje a la actividad tectónica y/o climática (Pérez-Peña et al., 2017). Los perfiles *swath* muestran cómo varía la topografía, tanto en la dirección de la traza del perfil como en la dirección perpendicular a este, considerando una distancia previamente definida (Figura 2.4a). El análisis de estos perfiles permite analizar patrones en la topografía asociados a eventos tectónicos dentro de un área o banda *swath*. Estos perfiles se construyen a partir de una serie de perfiles topográficos equidistantes dentro de la banda ( $dy$  en Figura 2.4b). Las muestras de elevación se hacen a una distancia regular a lo largo de todos los perfiles ( $dx$  en Figura 2.4b). De esta forma, los parámetros  $dx$  y  $dy$  controlan la resolución horizontal y vertical del perfil, respectivamente. Al contar con una población de datos



de elevación para cada distancia muestreada a lo largo del perfil (Figura 2.4c), se pueden establecer parámetros estadísticos como el valor máximo, mínimo, medio y el relieve local. La topografía máxima, asociada con las cumbres y divisorias de agua (Figura 2.4d). La topografía mínima se asocia a los depocentros y cursos de agua (Figura 2.4d). El relieve local consiste en la diferencia entre la topografía máxima y mínima, y nos da un indicio del grado de incisión. Una aproximación al relieve local es el rango de valores de elevación (Figura 2.4d); mientras mayor es este rango, mayor es el relieve. La topografía media refleja la tendencia general de la topografía; cuando esta se acerca a la máxima quiere decir que predominan las topografías elevadas dentro del área (Figura 2.4d; Pérez-Peña et al., 2017). El rango de elevaciones muestreados en cada paso define un área que contiene todos los valores de elevación dentro de la franja del *swath* (Figura 2.4c; Pérez-Peña et al., 2017). La topografía máxima representa las cumbres o divisorias de agua, mientras que la topografía mínima se asocia a los cursos de agua. Para los fines de esta tesis se realizaron perfiles *swath* a partir de DEMs utilizando la caja de herramientas de MATLAB *TopoToolbox* (Schwanghart & Kuhn, 2010).

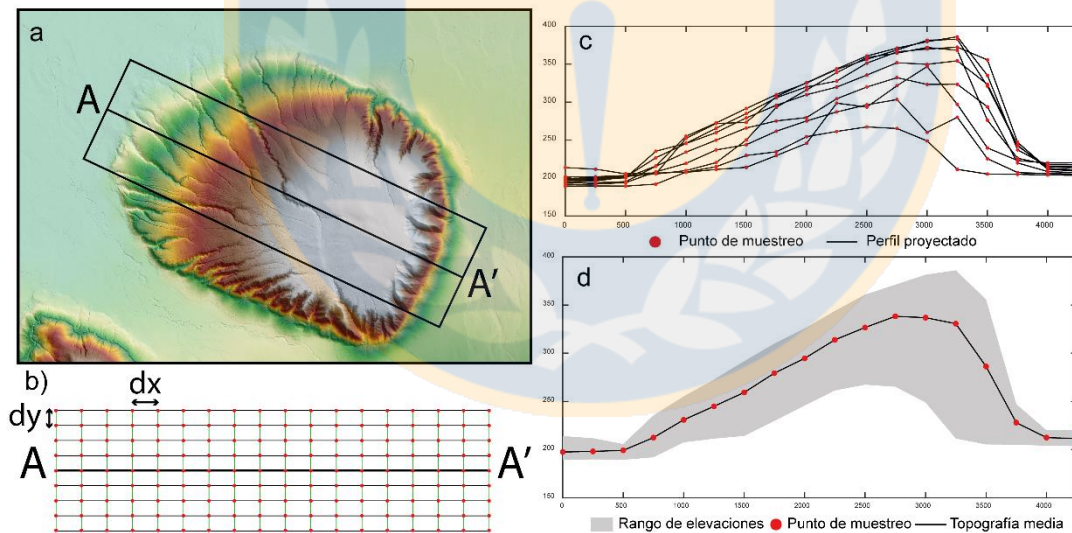


Figura 2.4 Perfiles swath. a) Franja swath sobre modelo de elevación digital. La línea central marca la traza del perfil y el rectángulo el área cubierta por la franja. b) Diagrama de la distribución los perfiles paralelos dentro de la franja y la recolección de datos de elevación. La línea negra gruesa corresponde a la traza del perfil, las líneas negras delgadas son los perfiles proyectados, las líneas verdes son líneas de equidistancia a lo largo del perfil y, los puntos rojos corresponden a un dato de elevación a lo largo del perfil. c) Representación de todos los perfiles superpuestos, los puntos rojos indican la posición de un dato de elevación. d) Representación de los parámetros estadísticos del perfil. El área gris corresponde la envolvente de los valores máximos (límite superior) y mínimos (límite inferior) recolectados. Esta área representa el rango de elevaciones dentro del perfil (aproximación al relieve local). La línea negra delgada corresponde a la topografía media, los puntos rojos representan el valor medio de los valores de elevación muestreados a una misma distancia.

## 2.4 Dataciones absolutas

Establecer la edad de eventos de deformación es una tarea compleja, ya que la deformación misma no puede ser datada, sino que se debe acotar estableciendo edades de materiales más antiguos y más jóvenes que ésta. De esta forma, se obtienen edades máximas y mínimas para el evento de deformación (e.g., McCalpin & Nelson, 2009).

Las dataciones absolutas permiten obtener edades numéricas de depósitos y, de esta forma, acotar la edad de eventos de deformación. Existe una amplia gama de métodos de datación adecuados para el intervalo de tiempo que abarca el Cuaternario (Walker, 2005). Sin embargo, el tipo de material disponible y el grado de meteorización que este presenta restringen la cantidad de métodos que pueden ser aplicados. Durante el desarrollo de esta tesis se aplicaron las siguientes técnicas de datación:

### 2.4.1 $^{14}\text{C}$

La datación por radiocarbono es, quizás, la técnica radiométrica más utilizada y permite obtener edades de materiales más jóvenes que 45 ka (Walker, 2005). Este método se basa en la premisa de que el  $^{14}\text{C}$  radioactivo decae a  $^{14}\text{N}$  estable, y que presenta una vida media de 5730 años (Walker, 2005). El  $^{14}\text{C}$  es incorporado en los organismos vivos continuamente durante su ciclo de vida, manteniendo la cantidad de  $^{14}\text{C}$  constante. Sin embargo, cuando un organismo muere, queda aislado de la fuente de  $^{14}\text{C}$  disminuyendo su contenido de  $^{14}\text{C}$  producto del decaimiento radioactivo de este isótopo. De esta forma, al medir la concentración residual de  $^{14}\text{C}$  en un material de interés y compararla con una muestra moderna de referencia, se puede inferir la edad de muerte de dicho organismo. La medición de la cantidad de átomos de  $^{14}\text{C}$  contenido en una muestra se realiza utilizando técnicas AMS (*Accelerator Mass Spectrometric*). Esta tarea fue realizada en un laboratorio comercial, utilizando muestras de carbón recolectadas en diferentes afloramientos dentro del área de estudio (ver capítulos 4 y 5).

### 2.4.2 Tefrocronología

La tefrocronología no es un método de datación propiamente tal, sino que corresponde a un método estratigráfico que permite relacionar, datar y sincronizar

secuencias o eventos geológicos, paleo ambientales y/o arqueológicos (Lowe, 2011). Los depósitos de tefra son caracterizados considerando características físicas obtenidas en terreno, junto con información obtenida mediante análisis de laboratorio; mineralógicos y/o geoquímicos (Lowe, 2011). La fortaleza de este método radica en que cuando se cuenta con edades numéricas para un depósito de tefra, la correlación permite obtener una edad precisa asociada a una erupción volcánica (un evento muy acotado en tiempo y espacio). En el caso de los Andes Patagónicos, la gran cantidad de erupciones volcánicas post glaciales ha permitido desarrollar una base de datos muy completa que abarca entre los 38°S y los 46°S (e.g., Alloway et al., 2017; Alloway, et al., 2017; Bertrand et al., 2014; Fontijn et al., 2014, 2016; Naranjo et al., 2017; Rawson et al., 2016; Van Daele et al., 2014).

La Figura 2.5 muestra las curvas isópacas de las tefras reconocidas dentro del área de estudio considerada en esta tesis. De todas las tefras disponibles, la Pómez Neltume fue identificada en diferentes sitios y utilizada para acotar la edad de la deformación observada. Corresponde a un depósito piroclástico compuesto de ceniza fina, depósitos de pómez tamaño lapilli pobre en líticos asociada a una erupción pliniana mayor del volcán Mocho-Choshuenco (Rawson et al., 2015).



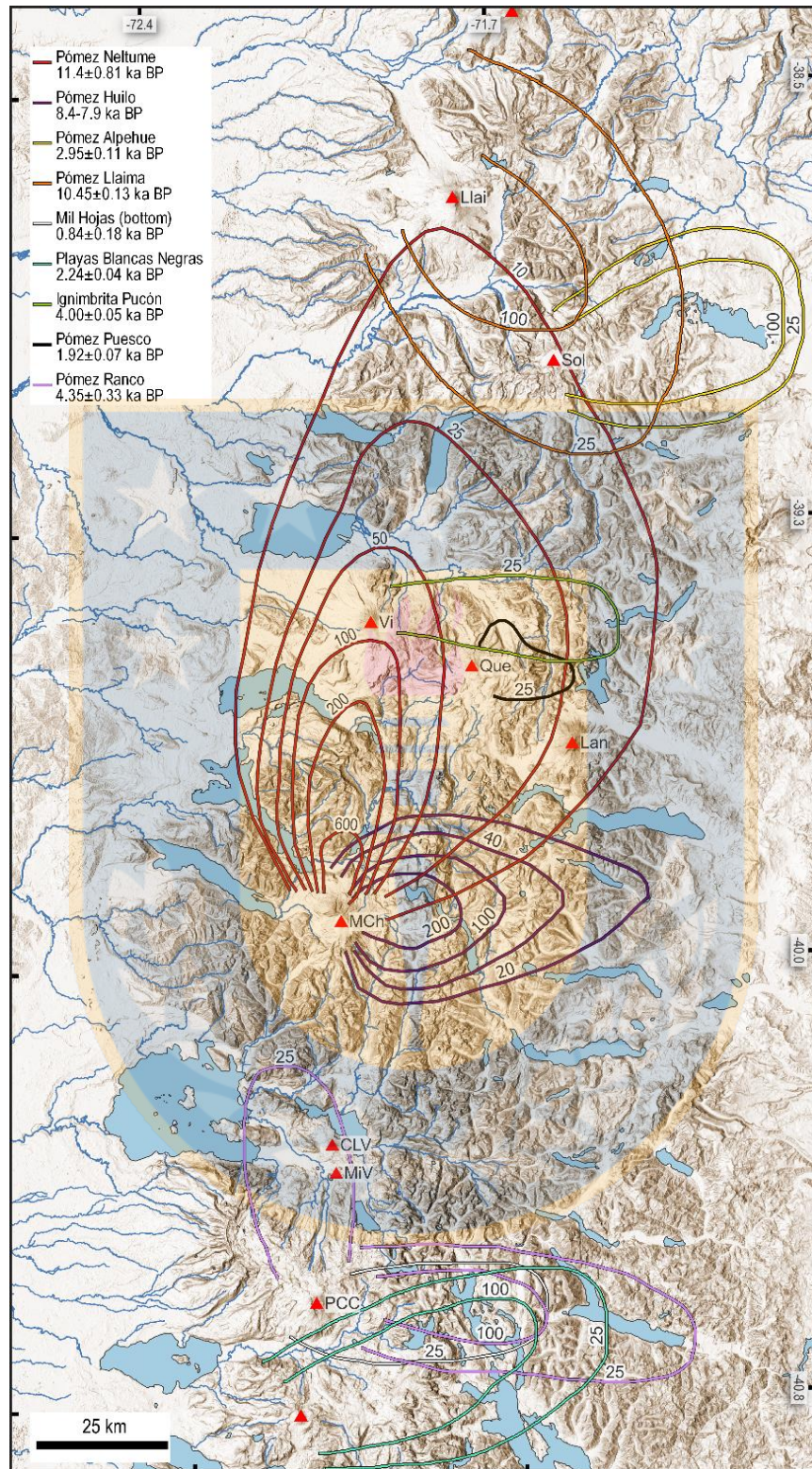


Figura 2.5 Curvas isópacas de tefras dentro del área de estudio. Se entrega la distribución, y edad de los depósitos piroclásticos presentada en Fontijn et al. (2016) y Rawson et al. (2015).

La caracterización de las tefras consideró la ubicación, los rasgos físicos del depósito y su mineralogía. Además, se caracterizó la composición de óxidos mayores de la matriz vítrea de las tefras en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Potsdam utilizando una microsonda electrónica de dispersión de longitud de onda, modelo JEOL JXA-8200, la cual está equipada con cinco espectrómetros.

## 2.5 Fotogrametría

En ciencias de la Tierra, la fotogrametría es una técnica de recolección de datos de topografía digital que utiliza fotografías digitales como insumo (Bemis et al., 2014). La fotogrametría se basa en que a partir de dos fotografías con solapamiento, se puede calcular la ubicación tridimensional (3D) única de los puntos ubicados en la zona de solapamiento (Figura 2.6a; Bemis et al., 2014). De esta forma, la toma de muchas fotografías nos permite desarrollar un modelo tridimensional de un área de interés. El desarrollo de tecnologías que facilitan la adquisición y procesamiento de las imágenes permite la construcción de MDEs en poco tiempo, utilizando *software* especializado.

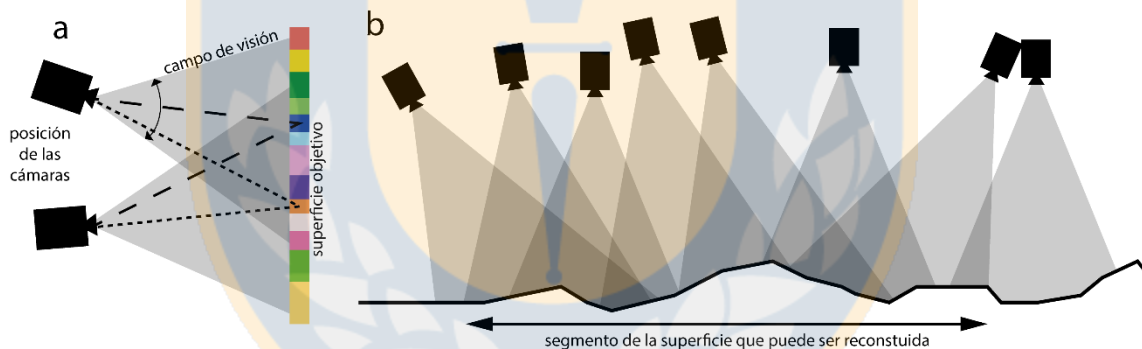


Figura 2.6 Principios básicos de la fotogrametría. a) Solapamiento del campo de visión de dos cámaras. b) Solapamiento de las imágenes recolectadas por varias cámaras dentro de un área para realizar una reconstrucción. Modificado de (Bemis et al., 2014).

El proceso de construcción de modelos 3d utilizado se conoce como *Structure From Motion* (SFM por sus siglas en inglés). El SFM es un método fotogramétrico automatizado de alta resolución en donde una estructura 3D se puede resolver a partir de una superposición de imágenes utilizando algoritmos que identifican coincidencia de características en la diferentes fotografías (Figura 2.7; Snavely et al., 2006; Snavely, Garg, et al., 2008; Snavely, Seitz, et al., 2008). Contando solo con parámetros de calibrado, la posición y orientación de la cámara se puede resolver automáticamente,

aunque la nube de puntos obtenida estará sin escalar y referida a un sistema de coordenadas arbitrario. El algoritmo más utilizado es el sistema de extracción de características (SIFT, *Scale Invariant Feature Transform*) que permite identificar características de cada imagen que no varían en escala, orientación o cambios de condiciones de iluminación (Figura 2.7). De esta forma, los puntos clave se identificarán automáticamente en todas las escalas y localizaciones de cada imagen, obteniendo una nube de puntos clave entre todas las imágenes para luego relacionarlas entre sí. El uso de puntos de control con coordenadas X, Y, Z precisas (normalmente recogidas con un GPS diferencial) es de utilidad para determinar y refinar los parámetros de calibración de la cámara (e.g., distancias focales ( $f_x, f_y$ )) y para obtener una nube de puntos escalada y georreferenciada en un sistema de coordenadas absoluto. Adicionalmente, esta misma técnica puede ser utilizada para construir orto mosaicos de alta resolución de afloramientos (Reitman et al., 2015). Para el desarrollo de esta tesis se utilizaron técnicas de fotogrametría para ambos fines. Se construyeron orto mosaicos de afloramientos utilizando fotografías adquiridas con una cámara fotográfica digital Nikon D80; el proceso de las imágenes se realizó en el *software Agisoft Metashape Professional*, siguiendo las recomendaciones presentadas en Reitman et al. (2015). También, se construyeron MDEs y orto mosaicos de alta resolución con fotografías adquiridas con un dron Mavic 2 PRO. El procesamiento de las imágenes también se realizó en el *software Agisoft Metashape Professional*.



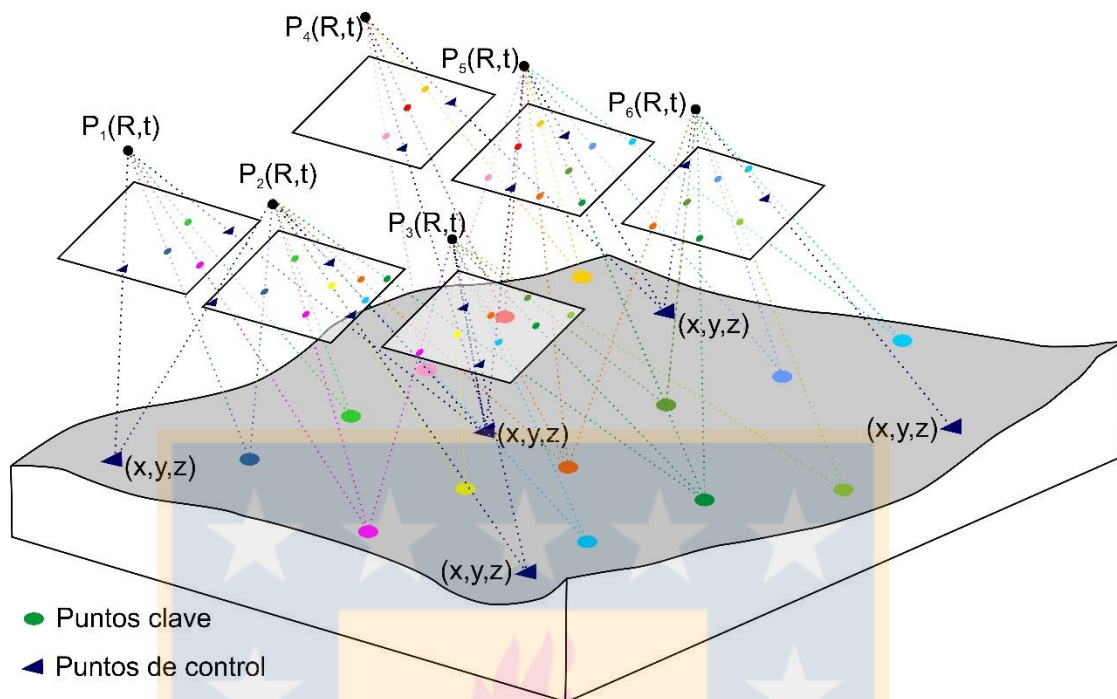


Figura 2.7 Método *Structure from motion*. En cada imagen se extraen características invariantes (*SIFT*) y se identifican puntos comunes (puntos clave). Se identifican los puntos de control en cada imagen y se le asignan coordenadas.

## 2.6 Modelos de cambio de estrés de Coulomb

El cálculo del cambio de estrés de Coulomb (CEC) es una técnica ampliamente utilizada para evaluar la variación que sufre el campo de estrés en las regiones, y especialmente las fallas ubicadas en los alrededores del foco de un terremoto (King et al., 1994; Stein, 1999). Este cálculo se basa en el criterio de fallamiento de Coulomb, el cual establece que para que ocurra desplazamiento, tanto el estrés normal como de cizalle deben satisfacer condiciones análogas a la fricción en una superficie de debilidad preexistente (Figura 2.8; e.g., Cortés Aranda, 2012).

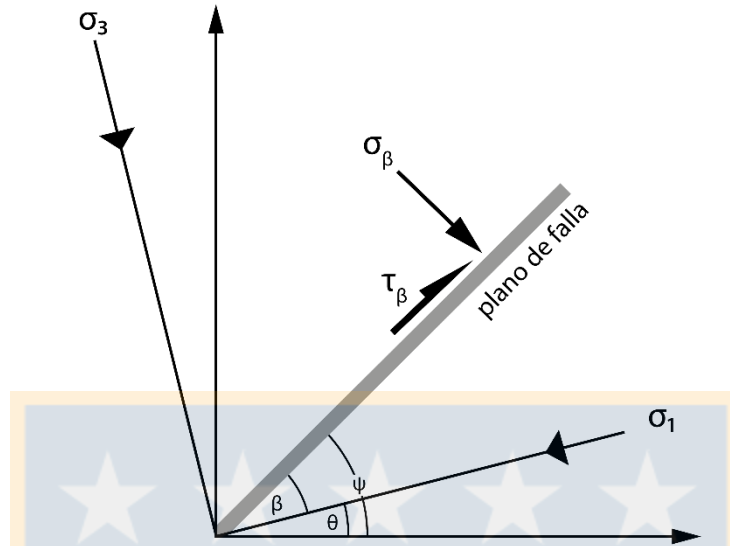


Figura 2.8 Orientación del plano de falla o “plano de fallamiento” con respecto a los esfuerzos principales ( $\beta^\circ$  con respecto a  $\sigma_1$ ). El estrés normal ( $\sigma_n$ ) y de cizalle ( $\tau$ ) actúan sobre el plano de falla. Modificado de Toda et al. (2011).

La ecuación que representa el CEC está dada por la siguiente expresión:

$$1) \quad \sigma_c = \tau - \mu(\sigma_n - p)$$

Donde  $\tau$  es el estrés de cizalle en la dirección de desplazamiento,  $\sigma_n$  es el estrés normal,  $p$  es la presión de fluido, y  $\mu$  es el coeficiente de fricción. Según esta ecuación, una falla se acerca al estrés crítico para que ocurra deslizamiento cuando aumenta del estrés de cizalle, o si el estrés normal efectivo ( $\sigma_n - p$ ) decrece. Establecer estos parámetros a partir de datos de terreno es muy difícil, siendo normalmente establecidos mediante minuciosos ensayos de laboratorio. Sin embargo, los cambios en el campo de estrés inducidos por un terremoto pueden ser estimados, y a partir de ellos establecer cuánto han cambiado los esfuerzos de cizalle y normal en fallas cercanas a la fuente. El CEC se determina de la siguiente forma:

$$2) \quad \Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p)$$

De la ecuación 2, se puede deducir que un incremento en el CEC favorece la reactivación de una falla. Por otro lado, una falla expuesta a valores negativos de CEC verá disminuidas las probabilidades de reactivarse. Normalmente, se asume que el cambio en la presión de fluido es proporcional al cambio en el estrés normal (Cocco, 2002), y son incorporados en la determinación de un coeficiente de fricción efectivo  $\mu'$ :

$$3) \quad \mu' = \mu(1 - B)$$

B es el coeficiente de Skempton, el cual se define como la razón entre la presión de fluido y el cambio de estrés en condiciones de drenaje nulo. Este coeficiente adquiere valores entre 0.5 y 0.9 (Roeloffs, 1996; Zhang et al., 2009). Normalmente, el valor del coeficiente de fricción efectivo varía entre 0 y 0.75, siendo 0.4 el valor utilizado por estudios previos a lo largo de los Andes chilenos (Bonali et al., 2013; Cortés-Aranda et al., 2015; Lupi & Miller, 2014). De esta forma el CEC se puede calcular de la siguiente forma:

$$4) \quad \Delta\sigma = \Delta\tau - \mu' \Delta\sigma_n$$

Al momento de calcular los estreses normales y de cizalle se deben conocer la magnitud y orientación de los estreses principales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ).

Para el desarrollo de esta tesis, el cálculo del CEC se realizó con el *software* Coulomb 3.3 (Toda et al., 2011). Una particularidad de este *software* es que permite calcular los valores de CEC para Fallas Óptimamente Orientadas (FOO) de una cinemática específica (dextral, normal o inversa), permitiendo comparar la orientación de trazas observadas con las modeladas. Para este cálculo se consideraron dos escenarios; el deslizamiento cosísmico inducido por el terremoto de Valdivia en 1960 (Mw 9.5), considerando la distribución de deslizamiento de Fujii & Satake (2013). El segundo escenario utilizó el *backslip* acumulado en un periodo intersísmico de 300 años, tiempo transcurrido entre el terremoto de Valdivia y su predecesor (Cisternas et al., 2005). Para establecer el deslizamiento acumulado se consideró el modelo de acoplamiento intersísmico de Moreno et al. (2011).



# Capítulo 3: Morfometría

## 3.1 Introducción

Las formas de relieve son el resultado de la interacción la tectónica, clima, litología y procesos superficiales (Bull, 1984; 2009; Burbank & Anderson, 2011). Cuando estos factores se mantienen constantes en el tiempo los ríos desarrollan un perfil en equilibrio (Whipple, 2001). Sin embargo, cualquier modificación a estos factores induce una perturbación en la red de drenaje que es acomodada en la forma de un frente de erosión que se propaga aguas arriba dando como resultado un nuevo perfil en equilibrio. La respuesta a este tipo de perturbaciones se expresa en modificaciones del gradiente de los ríos, cambios en el patrón de la red de drenaje, así como cambios en la forma de las cuencas y en la dinámica entre cuencas adyacentes. Dependiendo de las características erosivas de la cuenca, acomodar una perturbación de la red de drenaje tarda entre  $10^3$  y  $10^6$  años (Whipple, 2001; C. Wobus et al., 2006; C. W. Wobus et al., 2006), haciendo del estudio de la topografía y patrones de las redes de drenaje una excelente aproximación para evaluar la actividad tectónica Cuaternaria. Los índices geomorfológicos son herramientas que nos permiten identificar y cuantificar anomalías en las cuencas y redes de drenaje que pueden estar asociadas a perturbaciones climáticas, tectónicas y/o litológicas. Los índices geomorfológicos basados en análisis de los gradientes de los ríos, la distribución de knickpoints, o la dinámica entre cuencas adyacentes son los más usados para evaluar la evolución del relieve en términos de actividad tectónica relativa.

Los Andes Patagónicos, entre los  $39^{\circ}\text{S}$  y los  $47^{\circ}\text{S}$  (Figura 1.2), corresponden a un segmento de los Andes donde la interacción de los procesos volcánicos, tectónicos y climáticos controla y da forma al paisaje (Mora & Tassara, 2019; Rawson et al., 2016; Thomson, 2002). En este segmento de los Andes, la deformación Plio-Cuaternaria se concentra, principalmente, a lo largo del SFLO (Astudillo-Sotomayor et al., 2021; Lavenu & Cembrano, 1999; Rosenau et al., 2006; Sielfeld et al., 2019). Este, a pesar de tener asociada sismicidad de hasta Mw 6 en tiempos históricos, no exhibe rupturas superficiales claras asociadas a actividad Cuaternaria de las mismas características,

dificultando la definición de segmentos sismotectónicos en base a su grado de actividad tectónica relativa (e.g., Rimando & Schoenbohm, 2020). Recientemente, se han reportado evidencias de actividad Holocena a lo largo de trazas del SFLO (Astudillo-Sotomayor et al., 2021; Vargas Easton et al., 2013; Villalobos et al., 2020), y otras fallas oblicuas al arco (Astudillo-Sotomayor et al., 2018), sugiriendo que la actividad Cuaternaria del SFLO debería ser similar a la observada actualmente (Capítulo 4).

Los Andes Patagónicos son un excelente ejemplo de topografía controlada por procesos glaciares (Andrić-Tomašević et al., 2021; Thomson et al., 2010). En este lugar varios ciclos glaciares han tenido lugar desde el Mioceno (Harrison & Glasser, 2011; Rabassa et al., 1990, 2005), con al menos 8 eventos desde el Pleistoceno tardío (Rabassa et al., 2005). El último máximo glacial registrado en los Andes (LGM en Figura 1.2) está datado entre 19 y 23 ka, se extiende entre los 55°S y los 38°S y tiene asociada una capa de hielo con una potencia cercana a 1 km (Glasser et al., 2008; Porter, 1981). La deglaciación ocurrió rápidamente entre los 17.5-17.15 ka (Hulton et al., 2002), dejando una marcada impronta glacial en el relieve y potenciando los procesos fluviales y de laderas. Las tasas de exhumación reportadas para todo este segmento de los Andes exhiben un marcado gradiente latitudinal, sugiriendo un control climático (Glodny et al., 2008). Los patrones de exhumación sugieren que, para el largo plazo (15 Ma), el desarrollo de la topografía para todo el orógeno estuvo controlado principalmente por procesos tectónicos asociados a fallas del SFLO y otras estructuras del arco (Andrić-Tomašević et al., 2021). Sin embargo, el patrón de exhumación a corto plazo (3 a 7 Ma) muestra un incremento de las tasas de erosión desde ~0.5 mm/año a ~2.2 mm/año sincrónico con un aumento en la intensidad de los procesos glaciares (Andrić-Tomašević et al., 2021). Adicionalmente, la distribución de discontinuidades de orientación NE, NW o asociadas al SFLO coincide con los límites entre dominios de exhumación homogénea (Leon et al., 2021). La persistencia de las formas glaciares en el paisaje está controlada por el alzamiento de superficies, siendo mejor preservadas en zonas de alzamiento lento (Prasicek et al., 2018). De esta forma, en los Andes Patagónicos, donde las tasas de alzamiento son bajas, las formas glaciares

pueden preservarse de un ciclo glacial a otro y el paisaje refleja la acción acumulada de varios periodos glaciares.

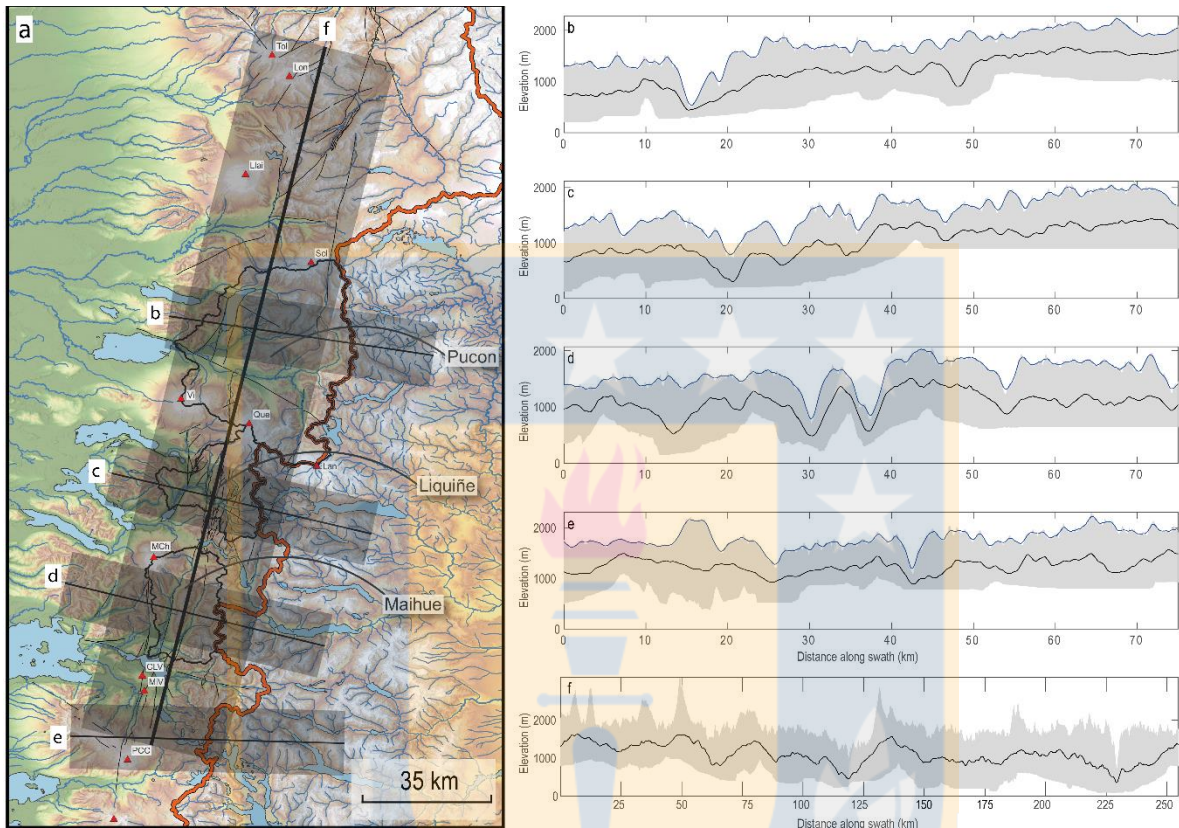


Figura 3.1 a) Relieve del área de estudio indicando las cuencas seleccionadas y las trazas de los perfiles swath mostrados en b-f. Volcanes activos en los Andes Patagónicos Tol: TOLhuaca; Lon: Lonquimay; Llai: Llaima; Sol: Sollipulli; Vi: Villarrica; Que: Quetrupillán; Lan: Lanín; MCh: Mocho-Choshuenco; CLV: Carrán-Los Venados; MiV: Mirador; PCC: Puyehue-Cordón Caulle. b-f) Perfiles swath considerando una franja de 18 km de ancho. La línea negra representa la topografía media, la línea azul corresponde a la envolvente de la topografía máxima y el polígono gris representa el rango de elevaciones dentro del perfil.

El rápido retroceso de la masa de hielo en los Andes Patagónicos produjo una descompresión vertical en el arco, facilitando la ocurrencia de grandes erupciones explosivas de magmas rio-dacíticos (Mora & Tassara, 2019; Rawson et al., 2016). Posteriormente, la actividad volcánica disminuye y se asocia a magmas basáltico-andesíticos para luego aumentar gradualmente su grado de actividad conforme el magma adquiere una composición más intermedia (Rawson et al., 2016). El registro estratigráfico a lo largo del arco da cuenta de la intensa actividad volcánica post-glacial (Alloway, Moreno, et al., 2017; Alloway, Pearce, et al., 2017; Fontijn et al., 2014, 2016; Rawson et al., 2015). De esta forma, cualquier manifestación morfológica asociada a la actividad de fallas (e.g., escarpes, facetas triangulares, rasgos desplazados, etc.)

debió ser enmascarada y/o degradada por la acción de procesos glaciales y/o volcánicos. A pesar de lo anterior, la intensa erosión glaciaria reinicia el paisaje restringiendo el desarrollo de morfología asociada a actividad en fallas y de los sistemas fluviales a tiempos post glaciales (Holoceno). Además, los diferentes depósitos piroclásticos reconocidos (Fontijn et al., 2016; Rawson et al., 2015) nos permiten ordenar eventos cronológicamente (e.g., Astudillo-Sotomayor et al., 2021).

En este capítulo se presenta una caracterización morfológica del relieve de los Andes Patagónicos, entre los 39°S y los 40.5°S (Figura 3.1a) y se discute la relación entre la evolución del relieve y la actividad a lo largo de las estructuras presentes en el arco. En base a observaciones de campo y recopilación bibliográfica se seleccionaron 3 cuencas a lo largo del SFLO: Maihue, Liquiñe y Villarrica (Figura 3.a). Esta tarea se realizó mediante la aplicación de índices geomorfológicos (ver métodos) y técnicas de análisis espacial de la topografía. Para ello se utilizó como base topográfica un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) ALOS World 3-D (AW3D) con 30 m de resolución espacial (Takaku et al., 2014). Este MDE tiene alta precisión y bajo sesgo para el análisis de perfiles de ríos en zonas montañosas (Schwanghart & Scherler, 2017). Estos análisis fueron realizados utilizando la caja de herramientas para MATLAB TopoToolbox (Schwanghart & Kuhn, 2010; Schwanghart & Scherler, 2014) y QGIS (<https://www.qgis.org/es/site/>).

### 3.2 Marco Geológico de los Andes Patagónicos

Teniendo en cuenta que el análisis geomorfológico es sensible a la litología, las variaciones litológicas laterales deben ser consideradas (Moglen & Bras, 1995). El basamento de los Andes Patagónicos se compone de rocas metamórficas paleozoicas y rocas tonalíticas a graníticas meso-cenozoicas del Batolito Norpatagónico (Pankhurst et al., 1992). Otros tipos litológicos presentes corresponden a rocas vulcano-sedimentarias cenozoicas (Melnick & Echtler, 2006a) y secuencias sedimentarias cuaternarias que corresponden a depósitos (consolidados y no consolidados) glaciares, aluviales, lacustres, fluviales y volcanoclásticos (Fontijn et al., 2016), junto con unidades volcánicas Cuaternarias. A pesar de la ocurrencia de diferentes tipos litológicos en la zona de estudio (Figura 3.2), en la mayoría de los



casos estudiados la variación litológica es poca (SERNAGEOMIN, 2003) y siempre tomada en cuenta.

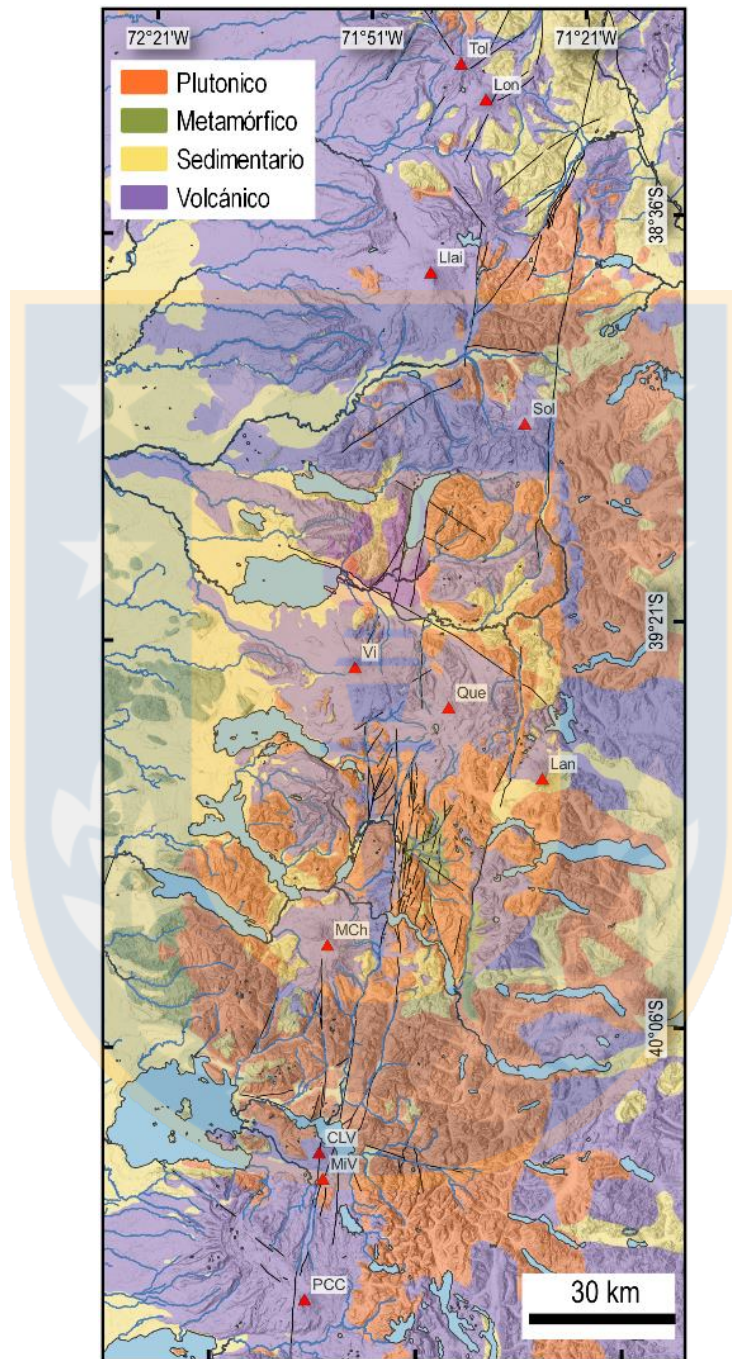


Figura 3.2 Geología de los Andes Patagónicos entre los 38°S y los 40.5°S, según SERNAGEOMIN (2003).

### 3.3 Resultados

#### 3.3.1 Caracterización del relieve de los Andes Patagónicos entre los 39°S y 40.5°S

El relieve de los Andes Patagónicos se caracteriza por una cordillera angosta (~ 150 km; Melnick et al., 2006) con elevaciones medias entre los 1000 a 1500 m s.n.m. (Figura 3.1g). Los edificios volcánicos escapan de esta tendencia, alcanzando elevaciones superiores a 2500 m s.n.m. (Figuras 3.1b-3.1g). La intensa actividad glacial se ve reflejada en la gran cantidad de relieve, alcanzando más de mil metros en algunos sitios (Figura 3.1b-3.1g). Las morrenas frontales de los ahora extintos glaciares dio lugar al desarrollo de lagos en el frente andino occidental (Figura 3.1a) definiendo un nivel de base local a ca. 100-200 m s.n.m. (Figura 3.3a). El dominio fluvial se concentra en los grandes valles en U entre los 250 y 850 m s.n.m. (Figura 3.3b) donde se desarrollan los ríos principales con cauces meandriformes. Estos ríos drenan cuencas cuyo limite oriental consiste en la divisoria de aguas continental

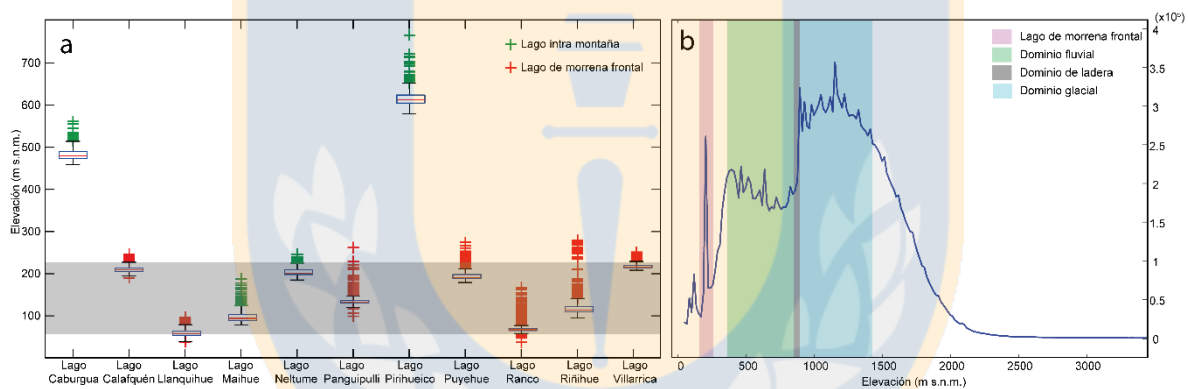


Figura 3.3 a) Gráfico de bigotes (boxplot) de las elevaciones de los principales lagos en el área de estudio. Los lagos de morrena frontal se concentran en el rango de elevaciones entre los 100 y 200 m s.n.m. (franja gris). b) Histograma de las elevaciones dentro del área de estudio. Franjas de colores muestran la porción de los datos que ocupan los diferentes dominios en el área.

(Figura 3.1a) y sus límites norte y sur están generalmente definidos por centros volcánicos mayores (e.g., volcán Mocho-Choshuenco, Figura 3.1g). Entre los 1000 y 1500 m s.n.m. se concentran las formas glaciares y los glaciares activos (Figura 3.3b) definiendo la paleo-superficie de abrasión glacial. Esta zona no está aislada del dominio fluvial, observándose numerosas caídas de agua desde los valles colgados hacia el valle principal y valles glaciares de menor tamaño que están siendo rejuvenecidos producto de la acción fluvial.



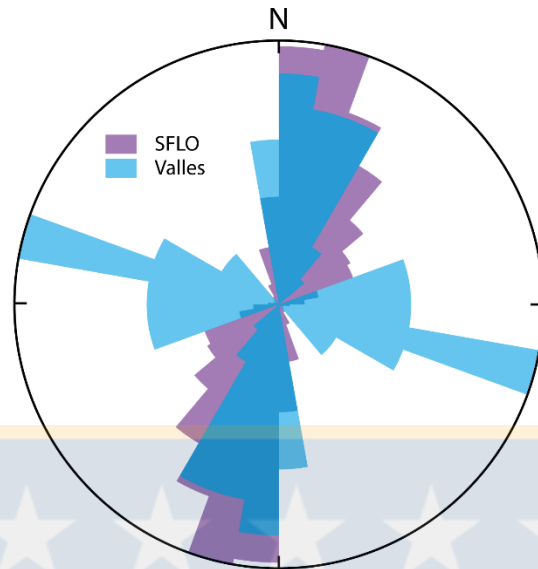


Figura 3.4 Diagrama de rosa mostrando las orientaciones preferenciales de trazas del SFLO según la base de datos CHAF (Maldonado et al., 2021) y la orientación del eje de los valles glaciares principales dentro del área de estudio.

El SFLO tiene una marcada impronta en el relieve del área, ejerciendo una importante influencia en el desarrollo y forma de los valles y lagos. Los valles principales (en U) presentan orientaciones preferenciales WNW-ESE y NNE-SSE (Figura 3.4); las primeras son consistentes con la pendiente regional del relieve, mientras que, las segundas se alinean con trazas del SFLO (Figura 3.4). Los valles principales desarrollados a lo largo de las trazas del SFLO conectan valles con orientación WNW-ESE, sugiriendo que estos últimos fueron desplazados producto de la actividad de fallas durante o antes del último máximo glacial. Los lagos que son cruzados por trazas del SFLO muestran dislocaciones en su forma sugiriendo desplazamientos laterales debidos a las mismas (e.g., lagos Maihue y Pirehueico). Por otro lado, los lagos que se desarrollan paralelos a trazas del SFLO no muestran señal de dislocación (e.g., lago Caburgua o Neltume). Los perfiles swath transversales al eje de la cordillera muestran la influencia del LOFS en la topografía (Figuras 3.1b-3.1f), donde los valles colgados presentan incisiones de decenas a cientos de metros constituyendo una topografía de longitud de onda corta. Mientras que, los valles principales que ocurren a lo largo de trazas mayores del SFLO desarrollan incisiones de varios cientos de metros, a veces miles, en la superficie glacial (Figuras 3.1b-3.1f), facilitada por la presencia de una zona de debilidad en la roca. Adicionalmente, la superficie glacial se

encuentra desplazada, exhibiendo variaciones de elevación del orden de cientos de metros de un lado al otro de los valles principales (Figuras 3.1b-3.1f).

### 3.3.2 Cuenca Maihue

La cuenca del Lago Maihue corresponde a una cuenca de intra-arco ubicada al sur del volcán Mocho-Choshuenco (MCh en figura 3.5), con el lago Maihue ubicado a aproximadamente 70-90 m s.n.m. (Figura 3.3a). La forma de la cuenca está controlada por la intersección de un lineamiento del SFLO con orientación NNE-SSW y lineamientos de la Zona de Falla Futrono W-E a WNW-ESE, otorgándole una forma parecida a una cruz (Figura 3.5a). El lago cuenca con 3 tributarios principales: el río Pillanleufú que fluye desde el Norte, el río Rupameica que fluye desde el Este y el río Melipué que fluye desde el sur (Figura 3.5a). Los ríos menores, como Maqueo o Fiuko están completamente dominados por procesos de ladera. El análisis morfométrico se realizará en la subcuenca del río Pillanleufú, debido a que esta es afectada por la falla Los Guindos, reconocida durante campañas de terreno.

La subcuenca del río Pillanleufú presenta orientación N-NNE y está compuesta por los valles glaciares de los ríos Pillanleufú y Curringue desarrollados sobre rocas graníticas Miocenas (H. Moreno & Lara, 2007). La acción combinada de los procesos glaciares y fluviales ha resultado en más de 1500 m de incisión vertical en ambos valles (Figura 3.5b). Los valles se desarrollan alineados con las trazas mayores del SFLO; las fallas de Los Guindos y Maqueo (FLG y FMa en Figura 3.5a, respectivamente), ubicadas en la pared oriental de los valles (Figura 3.5b). El control de las fallas en el desarrollo de los valles se ve manifestado en la baja sinuosidad de su trazado (Figura 3.5a) y en la diferencia de rugosidad que se observa entre la pared oriental y occidental de cada valle (Figura 3.5b). Adicionalmente, la diferencia de elevación de las cumbres en cada bloque definido por las fallas, lo mismo que la elevación de la base del valle sugiere deslizamientos verticales a lo largo de estas estructuras (Figura 3.5b).

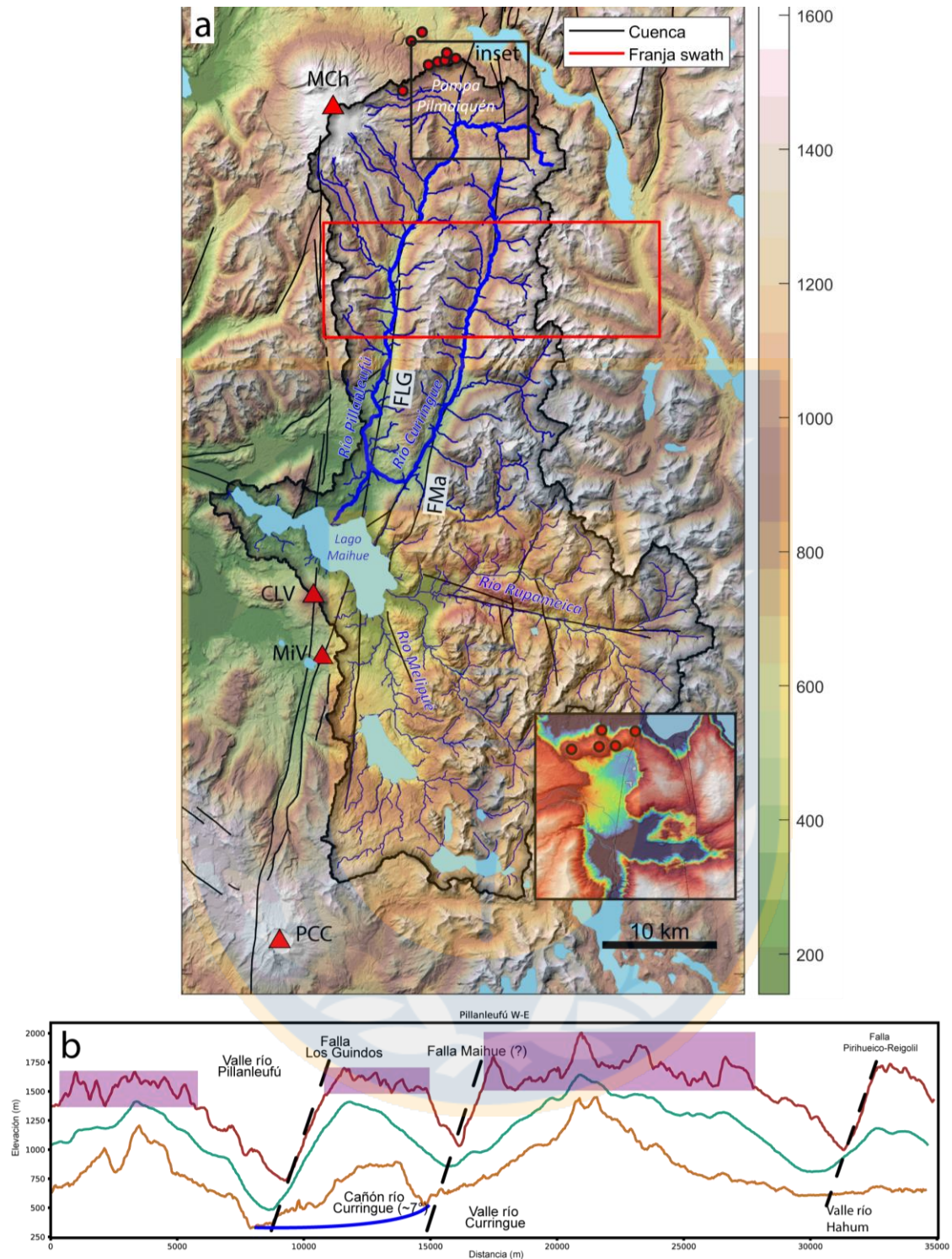


Figura 3.5 Cuenca del Lago Maihue. a) Mapa de la cuenca del lago Maihue y sus tributarios, los ríos Pillanleufú, Melipú y Rupameica. El rectángulo de color rojo indica el área del Perfil swath en B. Las líneas azules gruesas corresponden a los ríos Pillanleufú y Curringue, al Oeste y Este, respectivamente. Inset muestra detalle del límite norte de la actual cuenca del río Pillanleufú. Fallas corticales del catálogo CHAF (Maldonado et al., 2021). MCh: Volcán Mocho-Choshuenco; CLV: Volcán Carrán-Los Venados; MiV: Volcán Mirador; PCC: Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle. b) Perfil swath transversal a los valles Pillanleufú y Curringue con un ancho de 10 km. Las líneas roja, verde y amarilla corresponden a las topografías máxima, media y mínima, respectivamente. Notar la diferencia de elevación entre las cumbres de los diferentes bloques definidos por las fallas indicadas con rectángulos rosados. Adicionalmente, el valle del río Hahum ocurre a lo largo de la traza de la Falla Pirihueico Reigolil. Notar la diferencia en la pared oriental y occidental de cada valle.

La mayoría de los knickpoints identificados en ambos ríos coinciden con la desembocadura de algún tributario de mayor tamaño, aumentando el poder erosivo del río localmente. Sin embargo, los knickpoints identificados en el curso medio-superior del río Pillanleufú corresponden a la transición entre el valle excavado por el río y una superficie de bajo relieve ubicada a 700-800 m s.n.m. conocida como Pampa de Pilmaiquén (inset Figura 3.5a). Originalmente, esta superficie era drenada por la cuenca del río Fuy (ubicado inmediatamente al norte), pero actividad volcánica monogenética (Figura 3.5a) durante el Holoceno aisló esta parte del resto de la cuenca facilitando la captura por parte del río Pillanleufú. En el borde norte de la cuenca se puede observar el vestigio de una incisión que drenaba hacia el norte y ahora está bloqueada por conos volcánicos (inset Figura 3.5).

Los tributarios de los ríos Pillanleufú y Curringue se disponen perpendicularmente a ambos lados del valle, drenando una superficie colgada a ca. 1500 m s.n.m. (Figura 3.5b). Estos ríos menores drenan valles glaciares colgados y están dominados por procesos de ladera.

El análisis de los perfiles longitudinales de los ríos muestra knickpoints a lo largo de los cursos de los ríos Pillanleufú y Curringue (Figura 3.6a). Se observa un knickpoint en el río Curringue que coincide con la traza de la falla Los Guindos (Figuras 3.6a y 3.6b). Los knickpoints de los tributarios a los ríos principales marcan la transición entre el dominio fluvial y glacial, concentrándose a elevaciones cercanas a los 1000 m s.n.m. (inset Figura 3.6b). Los resultados del cálculo de ksn muestra que los valores más altos de se concentran en los flancos de los valles, en la porción central de los ríos Pillanleufú y Curringue (Figura 3.6b), asociados a la incisión del relieve glacial colgado. Los knickpoints identificados en los ríos principales coinciden con valores elevados de ksn o delimitan zonas de mayor incisión como ocurre en el cañón del río Pillanleufú (Figura 3.6b). La superficie interpolada de ksn muestra de zonas de ksn alto en los flancos de los valles asociada a la incisión de la superficie glacial colgada (Figura 3.6c). En ambos valles, la zona con valores altos de ksn es de mayor extensión en la pared occidental (Figura 3.6c), lo que podría estar relacionado a una incisión acelerada producto de la actividad en las fallas de Los Guindos y Maqueo. La desembocadura



del río Curringue, que coincide con que la traza de la falla Los Guindos, presenta una concentración de valores elevados de ksn (Figura 3.6c).

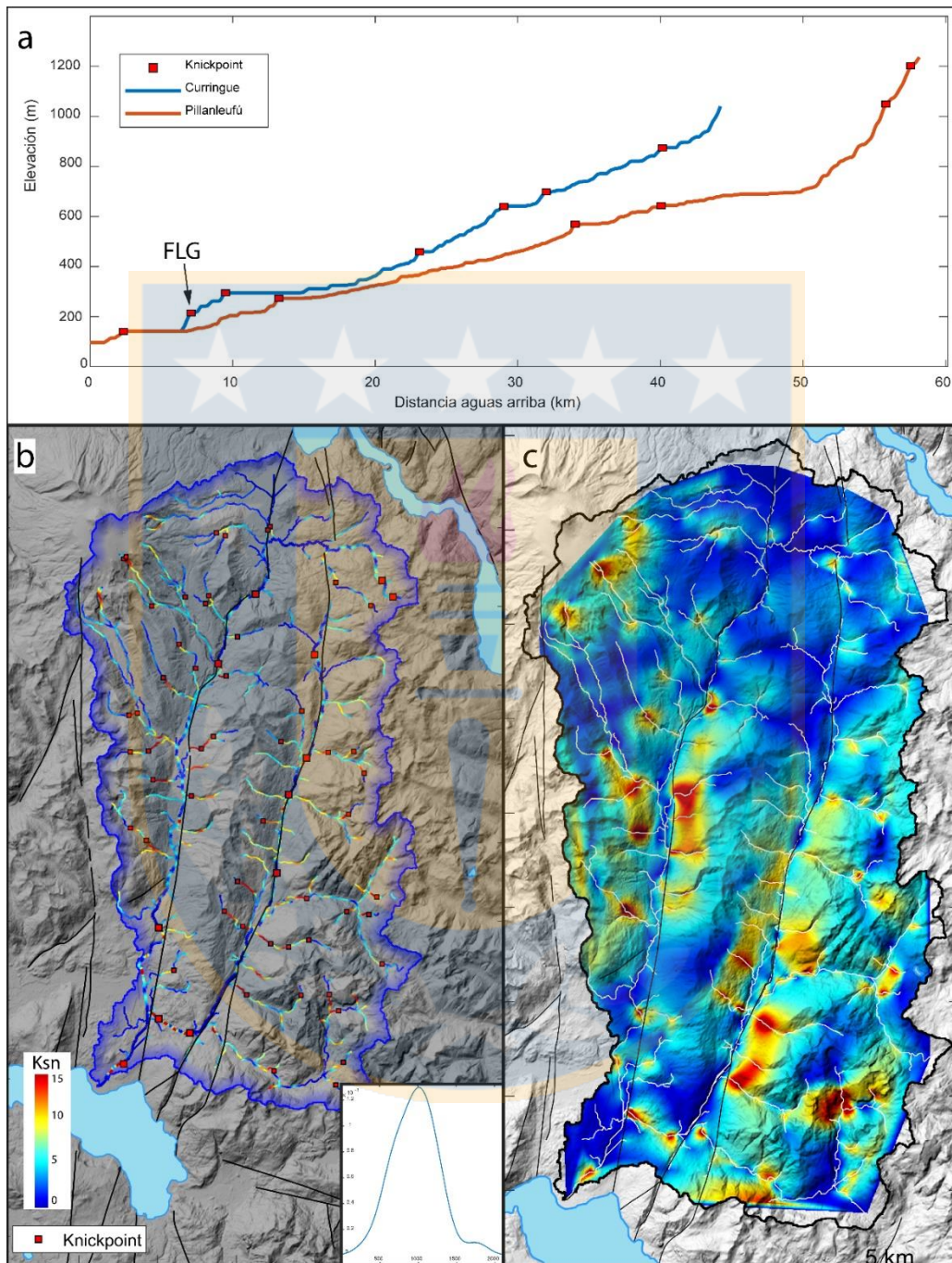


Figura 3.6 a) Perfiles longitudinales de los ríos Pillanleufú y Curringue. b) Mapa de los valores de ksn obtenidos para la red de drenajes de la cuenca Pillanleufú. Los cuadros rojos indican la ubicación de knickpoints a lo largo de los ríos. El inset muestra la distribución de elevaciones de los knickpoints. c) Superficie de ksn interpolado a partir de los valores estimados para le red de drenajes de la cuenca del río Pillanleufú.

### 3.3.3 Cuenca Liquiñe

La Cuenca del río Liquiñe se ubica entre los volcanes Mocho-Choshuenco y el lineamiento volcánico Villarrica-Quetrupillán-Lanín, con el río Liquiñe fluyendo desde el flanco sur del volcán Quetrupillán hacia el lago Neltume (Figura 3.7a). En esta cuenca las estructuras del SFLO presentan una orientación N-NNE definiendo una zona de cizalla de aproximadamente 10 km de ancho (Figura 3.7a), concentrando la deformación post glacial en una única traza ubicada al este de la localidad de Liquiñe (Astudillo-Sotomayor et al., 2021). Esta zona de cizalla también marca una transición en el valle del río Liquiñe, el cual presenta un perfil en U y un drenaje meandriforme en su curso inferior (Figura 3.7a), mientras que, en su curso superior los valles tienen perfiles en V, con paredes empinadas, baja sinuosidad y cauces de alta energía. El valle en U presenta variaciones importantes en su trazado, pasando de NNW a EW y finalmente a WSW en su curso desde Liquiñe hasta el lago Neltume. Estos cambios en la dirección del valle son bruscos y coinciden con el trazado de estructuras mayores del SFLO (e.g., Falla Neltume en Figura 3.7a). Las estructuras del SFLO delimitan bloques que presentan diferentes elevaciones máximas, alcanzando diferencias mayores a 500 m (Figure 3.7b) en el caso de los bloques separados por la Falla Liquiñe (FLi en Figura 3.7a).



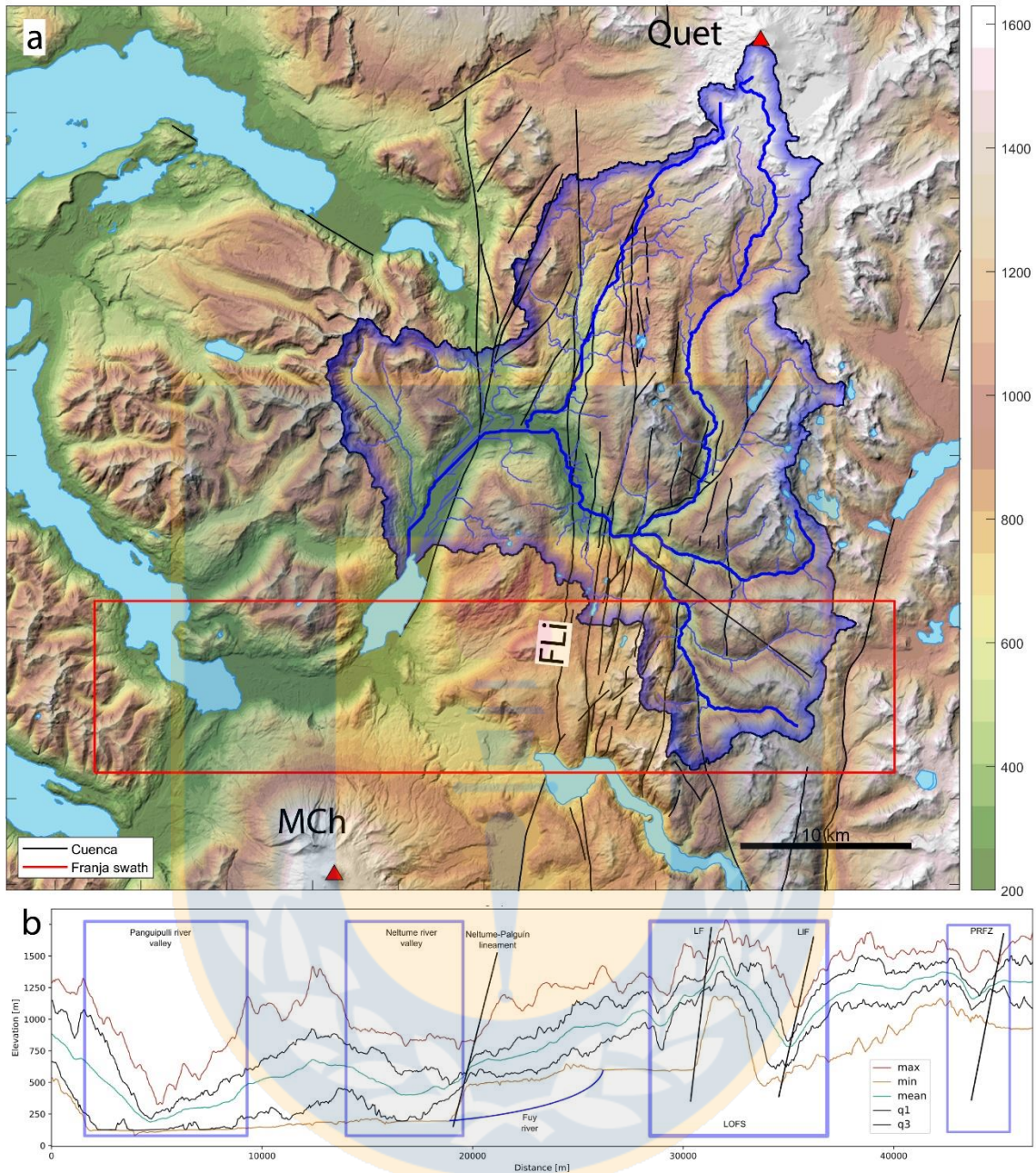


Figura 3.7 Cuenca del río Lique. a) Mapa de la cuenca del río Lique. El rectángulo rojo indica el área del perfil swath mostrado en B. Las líneas azules gruesas corresponden a los ríos principales de la cuenca. b) Perfil swath mostrando las relaciones entre las estructuras presentes en el área y la topografía.

Los perfiles longitudinales de los ríos muestran que la zona de cizalla definida por el SFLO coincide con una perturbación generalizada en el perfil de los ríos y una gran concentración de knickpoints dentro de la zona de cizalla (Figura 3.8a), coincidiendo con las trazas mapeadas de este sistema (Figura 3.8b). El desarrollo de knickpoints asociados a trazas del SFLO en esta zona ha sido previamente reportado para la Falla

Liquiñe por Astudillo-Sotomayor et al. (2021), dando sustento a esta observación para otros sitios. La distribución de elevaciones de los knickpoints muestra una marcada concentración alrededor de los 1000 m s.n.m., al igual que en la cuenca del río Pillanleufú (inset Figura 3.8a).

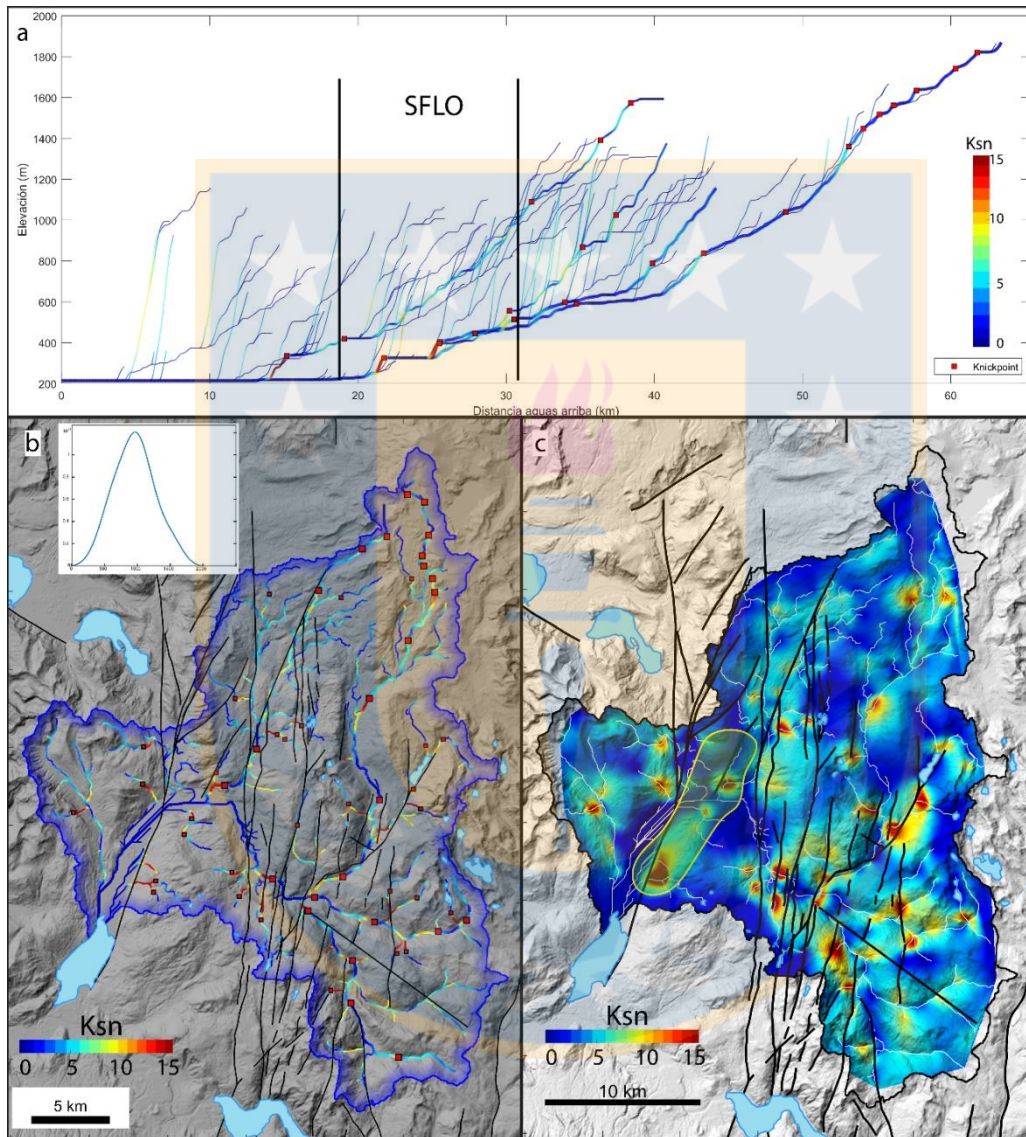


Figura 3.8 Ksn a) Perfiles longitudinales de los ríos de la cuenca Liquiñe. Las líneas más gruesas indican los ríos principales y las líneas delgadas los cauces menores. Notar la marcada variación en elevación de los ríos principales al cruzar la SFLO y el aumento de knickpoints agua arriba de este sitio. b) Red de drenajes de la cuenca Liquiñe coloreada según los valores de ksn y knickpoints calculados. Varios de los knickpoints coinciden con trazas de fallas mapeadas. Inset muestra la distribución de elevaciones de los knickpoints calculados para esta cuenca. c) Mapa mostrando la superficie de ksn interpolada. El polígono amarillo resalta la zona con valores de ksn elevados asociados a la falla ubicada al norte.



El índice ksn calculado para la red de drenaje muestra valores elevados concentrados dentro del área de influencia del SFLO y aguas arriba de esta zona. El flanco sur del volcán Quetrupillán también muestra valores elevados de este índice asociados a la anomalía topográfica que este volcán representa (Figura 3.8b). Los ríos de bajo orden que drenan la superficie glacial también presentan valores elevados de ksn producto de la alta pendiente de los mismos. Los resultados de la interpolación de valores de ksn muestra una superficie que define zonas elongadas de valores elevados paralelas al rumbo de las fallas (Figura 3.8c). Se observa una franja de valores elevados de ksn paralela al rumbo general del SFLO, pero sin la presencia de una falla. Sin embargo, siguiendo el rumbo de la franja en cuestión hacia el norte se encuentra una falla de orientación paralela, sugiriendo que la traza de esta continua hacia el sur (zona destacada en Figura 3.8c).

#### 3.3.4 Cuenca Pucón

La cuenca del Lago Villarrica está contenida por el lineamiento volcánico Villarrica-Quetrupillán-Lanín hacia el sur, el volcán Sollipulli por el norte, y la divisoria de aguas continental por el este (Figura 3.9a). Es la cuenca de mayor tamaño en el área de estudio (Figura 3.1a) y se caracteriza por valles principales anchos con perfiles en U capaces de desarrollar más de 1 km de relieve (Figura 3.9a y 3.9b). Los valles menores son angostos y corresponden a valles colgados y/o circos glaciares que están siendo drenados por la red de drenaje (Figura 3.9a). La topografía máxima del área corresponde a una superficie de abrasión glacial con elevaciones entre los 1500 y 1850 m s.n.m. Los principales valles de orientación NS dentro de la cuenca; Caburgua, Trancura y Maichín, se desarrollan a lo largo de trazas del SFLO y de la Falla Pihueico-Reigolil (FPR en Figura 3.9a), respectivamente. Sumado a lo anterior, se observan diferencias de elevación entre los bloques delimitados por las fallas, sugiriendo que estas estructuras han acomodado deslizamientos verticales (Figura 3.9b). El río principal de esta cuenca es el río Minetué, que fluye hacia el sur desde el flanco sureste del volcán Sollipulli hasta el punto de confluencia con el río Trancura, donde cambia su rumbo hacia el oeste, en dirección al lago Villarrica (Figura 3.9a).

El río Trancura fluye hacia el norte desde el flanco noroeste del volcán Lanín (Lan) hasta su desembocadura en el río Minetué (Figura 3.9a), y el río Palguín fluye desde el flanco noroeste del volcán Quetrupillán (Quet) con dirección N-NNW hasta desembocar en el río Minetué. Los perfiles longitudinales de los ríos muestran varios knickpoints a lo largo de su curso (Figura 3.10a) y, en la mayoría de los casos, la distribución de los knickpoints no coincide directamente con ninguna traza de falla mapeada (Figura 3.10b). En todos los ríos se observa un knickpoint entre los 1000 y 1200 m que marca la transición entre el dominio fluvial y la superficie de abrasión glacial (Figura 3.10b). A lo largo del curso del río Palguín se observan varios cambios en su gradiente, uno de los cuales coincide con la traza de la Falla Palguín (PaF en Figura 3.9a), una falla inversa de rumbo NE y manteo al S, con evidencia de actividad durante los últimos 12 ka (Figura 3.11; Astudillo-Sotomayor et al., 2022). Desplazamientos laterales del río también se observan en las inmediaciones de este sector, sin embargo no se encontró evidencia de estructuras en esos lugares (Figura 3.11). Las elevaciones de los knickpoints calculados para toda la red de drenaje presentan una alta concentración entre los 800 y 1200 m s.n.m. (inset Figura 3.10b) siendo coincidente con la transición entre el dominio fluvial y el glacial. Esto sugiere que los knickpoints desarrollados en el área tendrían un origen erosivo antes que tectónico.

Los resultados obtenidos del cálculo de  $k_{sn}$  para la red de drenajes se muestran en la figura 3.10b. En ella se puede observar que los valores más bajos de  $k_{sn}$  se concentran en el lecho de los valles en U de gran tamaño, mientras que los valores elevados se ubican en la zona de transición entre el dominio fluvial y el glacial, así como también en los flancos de los volcanes (Figura 3.10b). La superficie interpolada a partir de los valores de  $k_{sn}$  exhibe esta distribución de manera más clara, con una zona de valores elevados al sur del valle del río Minetué y otra zona un no muy bien definida al norte del mismo valle (Figura 3.10c). Esta diferencia entre el sector sur y el norte puede deberse a que en el sur se encuentra el lineamiento volcánico Villarrica-Quetrupillán-Lanín, uno de los sectores con mayor relieve dentro de la cuenca.



Figura 3.9 Cuenca Pucón. a) Mapa de la cuenca del Lago Villarrica. Principales cursos de agua representados con línea azul gruesa, los cursos tributarios menores se representan con líneas azules finas. Vi: volcán Villarrica, Quet: volcán Quetrupillán; Lan: volcán Lanín; Soll: volcán Sollipulli; FPR: Falla Pirihueico-Reigolil; PaF: Falla Palguín. Fallas corticales del catálogo CHAF (Maldonado et al., 2021). b) Perfil swath de la zona mostrada en a. La línea negra muestra la topografía media y el área gris el rango de elevaciones dentro del área considerada por el perfil. Franjas anaranjadas muestran la elevación promedio de las cumbres en cada bloque delimitado por las fallas.



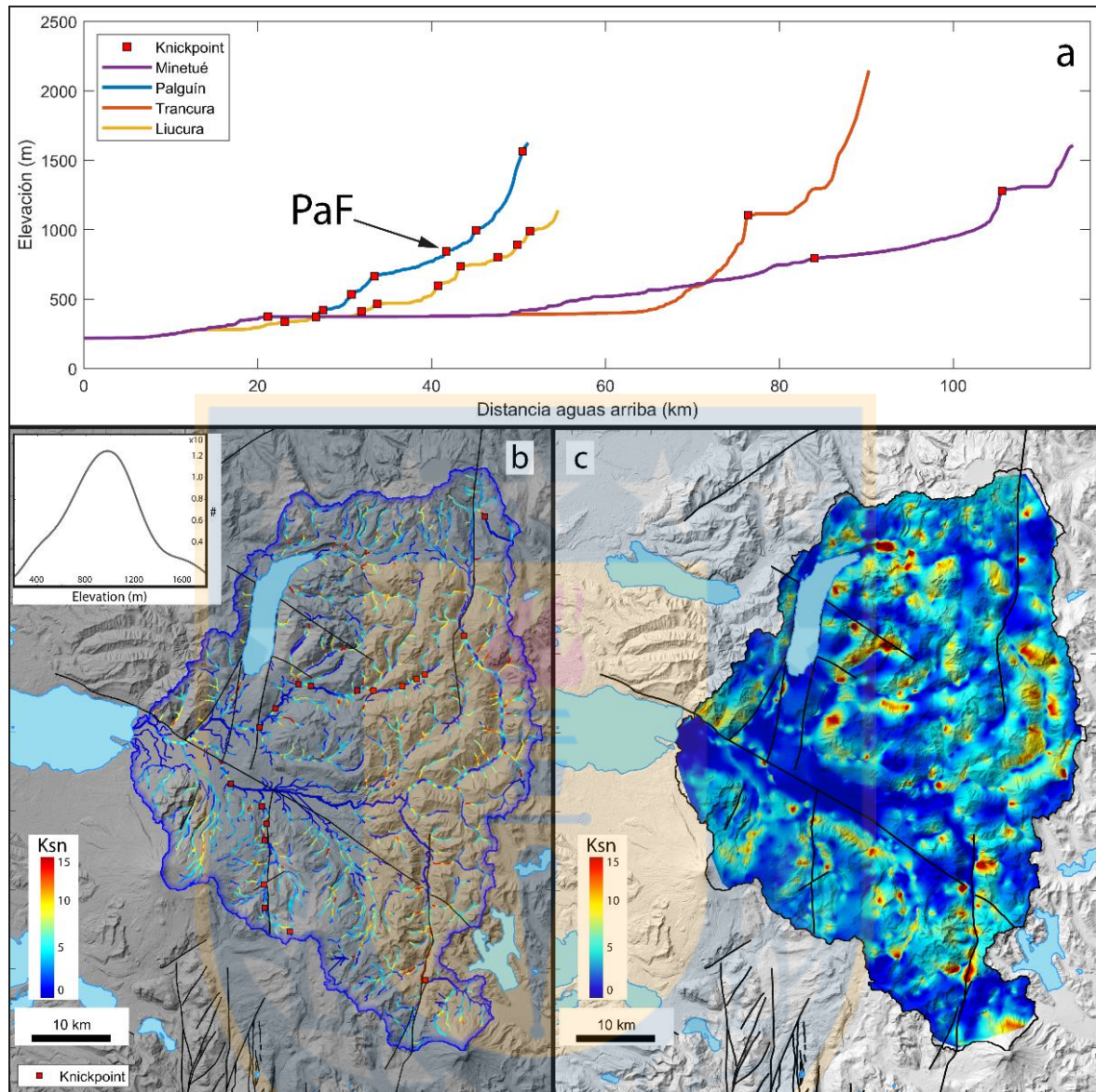


Figura 3.10 Análisis de la red de drenajes de la cuenca del lago Villarrica. a) Perfiles longitudinales de los ríos principales de la cuenca junto con los knickpoints calculados para cada uno. El knickpoint asociado a la actividad de la falla Palguín es indicado. b) Mapa de la red de drenajes mostrando los valores de ksn y la distribución de knickpoints en el área. PDF en el inset muestra la distribución de elevaciones para los knickpoints de toda la cuenca. c) Superficie interpolada a partir de los valores de ksn calculados para la red de drenajes.



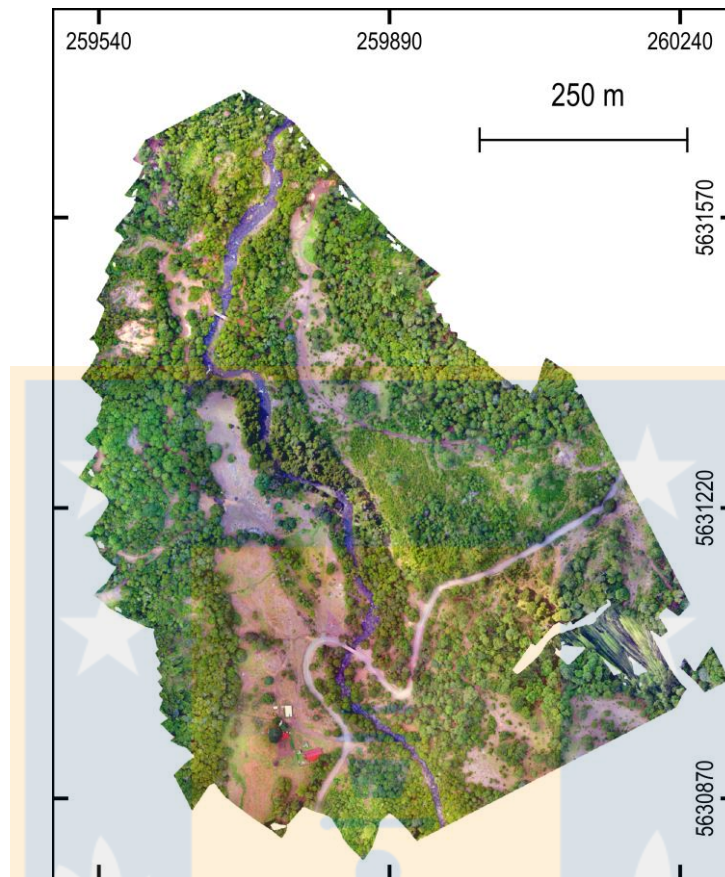


Figura 3.11 Imagen aérea del sector donde la Falla Palguín cruza el río homónimo. La línea negra dentada representa la traza idealizada de la Falla Palguín a partir de las medidas estructurales realizadas en terreno. El círculo rojo indica el afloramiento de Astudillo-Sotomayor et al 2022 (Capítulo de esta tesis).

### 3.4 Análisis de los resultados obtenidos

Se realizó un análisis espacial de la topografía y de la red de drenaje de tres cuencas en los Andes Patagónicos, entre los 39°S y los 40.5°S. Los resultados obtenidos muestran que los efectos de la glaciación aún son visibles en la topografía. El desarrollo de formas de relieve asociadas a procesos glaciales muestra relación con la orientación de las estructuras mayores del SFLO y otras presentes en el área, sugiriendo que estas estructuras ya constituían una anomalía topográfica de dimensiones suficientes como para permitir la canalización de cursos de agua y que ejercerían un control en la geometría y disposición de los valles. Se ha propuesto que la persistencia de la topografía glacial es controlada por las tasas de alzamiento, siendo preservada en zonas donde el alzamiento es bajo (Prasicek et al., 2015). En el

caso de los Andes Patagónicos las tasas de exhumación de 0.1 a 1 mm/año para el largo plazo, entre los 38.5°S y los 39.75°S (Glodny et al., 2008), sugieren que el relieve glacial observado actualmente sería producto de más de un ciclo. De esta forma, el relieve glacial de los Andes Patagónicos representaría el resultado de varios ciclos glaciales sobreimpuestos y la red de drenaje actual aún no habría borrado completamente la señal glacial.



# Capítulo 4: Neotectonic faults in the Southern Chile intra-arc (38°S-40.5°S): insights about their seismic potential and the link with the megathrust earthquake cycle (in rev. in Tectonophysics)

Luis Astudillo-Sotomayor<sup>1,2</sup>; Joaquín Cortés-Aranda<sup>1,2</sup>; Daniel Melnick<sup>1,3</sup>; Julius Jaramuñoz<sup>4</sup>; Catalina Cabello; Laura Perucca<sup>5</sup>; Andrés Tassara<sup>1,2</sup>, José Vicente Pérez-Peña<sup>6</sup>

1 Millennium Nucleus the Seismic Cycle Along Subduction Zones, Valdivia, Chile.

2 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

3 Instituto de Ciencias de la Tierra, TAQUACH, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

4 Institute of Geosciences, University of Potsdam, Potsdam, Germany.

5 Instituto de Geología (INGEO), Universidad Nacional de San Juan-CONICET, Argentina.

6 Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, 18071 Granada, Spain.

*Keywords:* Liquiñe-Ofqui Fault System, Quaternary fault activity, strain partitioning, Coulomb failure stress change.

**Abstract** Megathrust earthquakes are a primary geological hazard in subduction zones. In oblique subduction margins, however, seismic threat must be also considered concerning crustal strike-slip faults driving the parallel-to-the-trench component of the convergent vector. These faults have proven their capacity to produce moderate-to-large shallow earthquakes, causing severe damage for surrounding areas. The Southern Chile Subduction Zone (SCSZ) is characterized by the oblique convergence between the Nazca and the South America plates. Between 37°S and 46°S, slip partitioning is significantly led by intra-arc faults like the Liquiñe-Ofqui Fault System (LOFS) and subsidiary NW to NE striking structures. Despite it has been demonstrated that the behavior of these faults is seismogenic, the inland evidence of Holocene deformation along them is scarce. This has concealed to accurately define individual active faults, discussing their seismic potential, and addressing their link with the megathrust earthquake cycle. In this contribution, we first present field evidence for Holocene deformation on intra-arc faults in the area. Based on this, we define 5 active faults and discuss their seismic capacity. To assess the link with the megathrust earthquake cycle, we calculate the Coulomb stress changes induced on these faults by the Mw 9.5 Valdivia Earthquake slip distribution and an interseismic period of 300 years. We conclude that 1) the identified

neotectonic faults have the potential for producing moderate-to-large earthquakes ( $M_w$  5.5 to 6.8) and 2) their occurrence would be enhanced by the coseismic and the interseismic stages of the subduction cycle. With this, we propose that the intra-arc faults addressed in this paper, and certainly others in the SCSZ, must be considered as significant sources of seismic hazard.

#### 4.1 Introduction

In oblique convergent tectonic settings, slip partitioning between the megathrust and strike-slip upper-plate fault systems is a common process (Allen, 1965; Fitch, 1972). Crustal strike-slip faults in these environments, in several cases, have proven their potential for producing moderate-to-major ( $M_w$  5-7.9) earthquakes (Nakano et al., 2010). The occurrence of these shallow crustal earthquakes has been related to triggering by stress perturbations induced by the megathrust earthquake cycle (Bufe, 2006; McCloskey et al., 2005; Mitogawa and Nishimura, 2020). Strike-slip fault reactivation in oblique subduction zones has been reported decades after megathrust earthquakes, for instance, in Japan (M 7 1995 Kobe Earthquake; Pollitz and Sacks, 1997) and Alaska (M 7.9 2022 Denali Earthquake; Bufo, 2006). This evidence indicates that, in oblique subduction zones, earthquake hazard must not only be addressed concerning the megathrust but also regarding upper plate strike-slip faults driving slip partitioning.

At the Southern Chile subduction zone, between  $37^\circ\text{S}$  and  $46^\circ\text{S}$ , the dextral-oblique convergence between the Nazca and South America plates is significantly partitioned (Figure 4.1a; Cembrano et al., 2002). There, the Liquiñe-Ofqui Fault System (LOFS), a dextral-transpressive intra-arc structure (Lavenue and Cembrano, 1999), partially accommodates the trench-parallel component of the convergence vector (Rosenau et al., 2006; Stanton-Yonge et al., 2016; Wang et al., 2007); this is facilitated by the thermally weakened crust of the volcanic arc (Cembrano et al., 1996, 2000; Cembrano and Lara, 2009). The instrumental evidence attests for the seismogenic behavior of this structure. Shallow ( $<15$  depth) microseismicity ( $M_w < 4$ ) and shallow moderate-to-large ( $M > 6$ ) earthquakes have been recorded along the LOFS and spatially related faults (Legrand et al., 2011; Pérez-Estay et al., 2020; Sielfeld et al., 2019). Despite this, the record -inland evidence- for past (Late Quaternary) earthquakes is barely preserved; this fact has significantly concealed the accurate identification of individual neotectonic



intra-arc faults, discussing their seismogenic potential, and their link with the megathrust earthquake cycle.

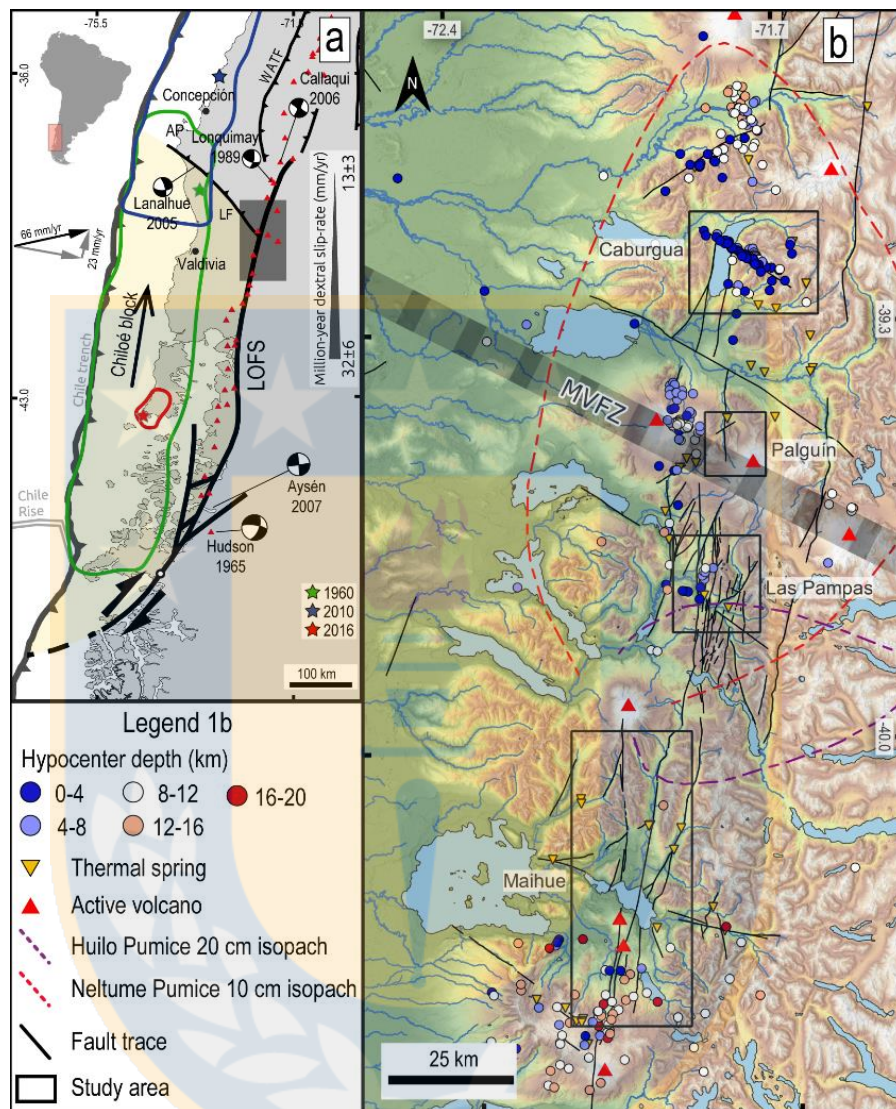


Figure 4.1. a) Seismotectonic setting of the Patagonian Andes. Focal mechanisms of major earthquakes along the Liquiñe-Ofqui Fault System (LOFS) and Lanahue Fault (LF) from CMT Catalogue, (Pérez-Flores et al., 2016) and (Haberland et al., 2006). Black and grey arrows depict Nazca-South American plate convergence vector (Angermann et al., 1999) and decomposed components, respectively. Colored stars indicate the epicenter of major megathrust earthquakes within the Valdivia and Constitución segments; Green: Valdivia 1960; blue; Maule 2010, red: Melinka 2016. Colored lines correspond to the rupture area of the aforementioned earthquakes (Moreno et al., 2018; Moreno et al., 2009; Tong et al., 2018). Regional faults from (Melnick et al., 2009). AP: Arauco Peninsula. Million-year scale dextral slip rate for the LOFS from Rosenau et al. (2006) kinematic model. Grey shaded area corresponds to the area shown in b. b) Map of the studied area. Crustal faults from Maldonado et al. (2021). Neltume and Huilo isopach contours from Rawson et al. (2015). Crustal seismicity from Sielfeld et al. (2019) and IRIS catalog (<https://www.iris.edu/hq/>).

In this contribution, we present evidence for inland Late Quaternary deformation produced by faults in the Chilean intra-arc between 39°S and 40.5°S (Figure 4.1b). In general, the evidence consists of deflected channels and offset markers at the 10-10<sup>2</sup> m scale; these observations were carried in four areas (black rectangles in Figure 4.1b).



Based on the presented evidence, we define individual neotectonic intra-arc faults and discuss their earthquake potential. To assess whether the activity along these faults may be enhanced to slip during the interseismic and/or coseismic stages of the megathrust earthquake cycle, we use Coulomb Failure Stress changes ( $\Delta$ CFS) models. The aim of this contribution is to assess the seismic hazard potential in the Chilean intra-arc region between 39°S and 40.5°S, which is important considering the presence of several urban areas and strategical facilities that can be severely affected by moderate-to-large earthquakes on faults located in the area.

## 4.2 Geological framework

### 4.2.1 Tectonic and seismotectonic setting (38°S-47°S).

The convergence between the South American and Nazca plates is the leading process regarding the tectonic configuration of Southern Chile (Figure 4.1a). This process has acted at a roughly constant velocity and oblique to the margin since the Miocene (Quiero et al., 2022), preceded by a period of orthogonal convergence during the Miocene (Maloney et al., 2013; Pardo-Casas and Molnar, 1987). Nowadays, the convergence occurs at a rate of 66 mm/yr, with an obliquity of 26° (Angermann et al., 1999; Jarrard, 1986; Kendrick et al., 2003; Kendrick et al., 1999). In the study area, the convergence-induced deformation is highly partitioned between the megathrust, the LOFS, and Andean Transverse Faults (ATFs; Pérez-Flores et al., 2016).

The south-central Chilean subduction margin has been struck by several moderate-to-great earthquakes during the last centuries, allowing the delineation of two major seismotectonic segments: the Constitución and Valdivia segments (Lomnitz, 2004). The Valdivia segment was breached by the Mw 9.5 Valdivia 1960 earthquake, the largest recorded seismic event. This earthquake ruptured ~1000 km, roughly encompassing the length of the LOFS (Figure 4.1); it slipped the shallower portion of the interplate contact, involving an average slip of 17 m and a local maximum slip of 44 m (Barrientos and Ward, 1990; Fujii and Satake, 2013; Moreno et al., 2009). During the decades after the earthquake, a protracted postseismic rebound of the mantle dominated the 1960s rupture region (Khazaradze et al., 2002). According to Melnick et al. (2018), the Valdivia segment was seismically quiet after the 1960 earthquake; since

then, the interseismic interplate locking has been heterogeneous, with highly locked patches separated by creeping areas. In 2016, the Mw 7.6 Melinka earthquake broke the deeper portion of a single highly locked patch of the seismogenic zone beneath the southern coast of Chiloé Island, at the southern extent of the Valdivia rupture zone (Figure 4.1a; Melnick et al., 2018). Slip solutions for this event suggest a single rupture with a maximum slip of 2.9 m, which represents ~80% of the slip deficit accumulated between 1960 and 2016 (Moreno et al., 2018). The Melinka earthquake is the first event on the Valdivia segment after the 1960 Valdivia earthquake, suggesting the seismic reactivation of this portion of the Chilean megathrust (Lange et al., 2018).

#### 4.2.2 Structural synthesis

The LOFS (Figure 1a) is the main structural feature of the intra-arc in the Southern Volcanic Zone (SVZ); it corresponds to a 1200 km-long dextral-transpressive fault system with secondary NE-ENE-trending structures (Cembrano et al., 1996, 2000). This structure favors the decoupling and northward translation of a forearc sliver, the Chiloé Block (Forsythe and Nelson, 1985). At a regional scale, the LOFS consists of NNE-striking dextral strike-slip faults strands; NE-striking normal-dextral faults splay off the main NNE strands, defining duplexes and horsetails at the northern and southern tips of the system (Figure 4.1a). The LOFS is spatially associated with major stratovolcanoes, ENE-oriented volcanic lineaments, subparallel diking, and hydrothermal centers (Cembrano et al., 2000; Cembrano and Lara, 2009; Lara et al., 2008; Melnick et al., 2006; Pérez-Flores et al., 2016, 2017; Rosenau et al., 2006; Sánchez et al., 2013; Sielfeld et al., 2017).

Between 6 and 3 Ma, the LOFS has accommodated dextral ductile deformation (e.g., Cembrano et al., 2000); then, since 1.6 Ma, this structure has led dextral brittle deformation (e.g., Lavenu and Cembrano, 1999). Deformation rates for the LOFS have been constrained both for the long-term and instantaneous timespans. Based on kinematic models, Rosenau et al. (2006) obtain mean shear rates decreasing northwards from  $32 \pm 6$  mm/yr to  $13 \pm 3$  mm/yr for the last 4 Ma (Figure 4.1a). Present-day GPS velocities show northward motion of the Chiloé Block, driven by dextral shear along the LOFS at northward decreasing rates of 6.5 mm/yr (Wang et al., 2007).

Further, finite boundary models suggest a 3.5 mm/yr slip rate for the LOFS Eastern Master Fault and a 5 mm/yr slip rate for the Western Master Fault (Stanton-Yonge et al., 2016). In turn, finite element models propose a northward increasing from 7 to 10 mm/yr slip rates for the Eastern Master Fault and a northward decreasing from 1 to 4 mm/yr slip rates for the Western Master Fault (Iturrieta et al., 2017). Despite the documentation of Late Quaternary deformation evidence (subaerial and subaqueous) for the LOFS (Melnick et al., 2006; Vargas-Easton et al., 2013; Villalobos et al., 2020; Wils et al., 2018, 2020), the estimation of millennial slip rates has remained elusive. Recently, Astudillo-Sotomayor et al. (2021) estimated an  $18.8 \pm 2.0$  mm/yr dextral slip-rate for an individual major branch of the LOFS for the last 9 ky, by considering deformed fluvial terraces near the Liquiñe village. The authors also suggest that, at the millennial timescale, slip partitioning between the megathrust and the LOFS is high, and that strain concentrates on a single LOFS strand during this time span. Further south, near the Huemules River ( $\sim 45.83^\circ\text{S}$ ), De Pascale et al. (2021) suggest a Quaternary 11 to 24 mm/yr dextral slip rate for a LOFS master fault, based on displaced glacial landforms. However, these glacial landforms have not been yet dated and therefore these rates remain speculative.

Seismic activity has been recognized throughout the LOFS (Figure 4.1). Instrumental data shows the occurrence of clusters of shallow micro-seismicity reaching depths up to 12 km, which are regarded as the seismogenic layer bottom (Figure 4.1b; Pérez-Estay et al., 2020; Sielfeld et al., 2019). The oldest  $M_w \geq 5$  recorded event within the LOFS is the  $M_w$  6.2 1964 Hudson earthquake; this event occurred at 11 km depth along a NE-striking fault (Chinn and Isacks, 1983). In 1989, a  $M_w$  5.3 earthquake took place shortly after an eruption of the Lonquimay Volcano; this event occurred at 15 km depth and involved dextral-oblique slip on a NNE-striking fault (Figure 4.1a; Barrientos and Acevedo-Aránquiz, 1992). In 2006, a  $M_w$  5.5 earthquake at 18 km depth occurred at the northern end of the LOFS, nearby the Callaqui Volcano; the constrained focal mechanism suggests either dextral slip on a NNE-striking fault or sinistral slip on a NW-striking fault; both fault styles occur in the area (Figure 4.1a; Pérez-Flores et al., 2016). In 2007, a seismic swarm occurred along the LOFS at the Aysén fjord, ending with an

Mw 6.2 earthquake at 12 km depth; the focal mechanism for this event was right-lateral with slip on a NS-striking plane (Figure 4.1a; Legrand et al., 2011).

The intra-arc area is also characterized by a system of NW-striking faults defined as Andean Transverse Faults (ATFs), which are regarded as pre-Andean inherited structures (Haberland et al., 2006; Lange et al., 2008; Lara et al., 2006; Melnick et al., 2006; Melnick and Echtler, 2006). These faults have been considered as lithospheric deep-rooted structures based on geophysical evidence, field observations, and remote sensing (Sánchez et al., 2013). The ATFs are spatially related to the development of Cenozoic basins (Radic, 2010), the segmentation of the megathrust rupture zones (Melnick et al., 2009), and the Quaternary volcanism in the Southern Volcanic Zone (SVZ; Cembrano and Lara, 2009). In addition, the ATFs partially control fluid circulation and have been associated to shallow seismicity (Cembrano and Lara, 2009; Lara et al., 2006; Melnick et al., 2006; Pérez-Flores et al., 2016; Sielfeld et al., 2017; Tardani et al., 2016).

### 4.3 Methods

#### 4.3.1 Characterization of the neotectonic evidence

Four areas with neotectonic evidence are herein reported for the Southern Chile intra-arc between 39°S and 40.5°S. These areas, from north to south, were named Caburgua, Palguín, Las Pampas and Maihue (areas in Figure 4.1b). The definition of these areas was primarily led by a detailed literature review including published and unpublished studies. For each area, key sites were then confirmed after a first field survey. The evidence preserved in these specific sites corresponds to offset landforms and faulted Quaternary deposits. Then, specific sites were characterized based on high-resolution satellite imagery (Landsat/Copernicus data from Google Earth) and ALOS-PALSAR Digital Elevation Models (DEMs) with 12.5 spatial resolution analysis. During a second field survey, work focused on mapping, describing, and analyzing neotectonic evidence of fault activity in each site from geomorphic, stratigraphical, and structural standpoints. These tasks pointed to interpret the evidence in terms of fault kinematics and its neotectonic significance. The description of most of the sites was supported by drone imagery and high-resolution topography derived from

photogrammetry. For those sites where the first-order evidence is given by deformed channels, offset estimations were undertaken on high-resolution DEMs considering the approach of Zielke and Arrowsmith (2012).

To constrain the timing of deformation, we have first considered the age of the deposits presented in published geological charts of the area; these mostly correspond to lacustrine, fluvial, pyroclastic, glacial, and undifferentiated deposits (Campos et al., 1998; Moreno Roa and Lara, 2008; Rawson et al., 2015). Then, when possible, charcoal fragments were collected from buried soils to obtain radiocarbon ages. Further, pumice samples were collected at some sites to perform correlations with a tephrochronological database for the Chilean lake district (Rawson et al., 2015); the major oxide composition of the glassy matrix of the pumice samples was analyzed by using a JEOL JXA-8200 wavelength dispersive electron microprobe equipped with five spectrometers at the Institute of Geosciences, Potsdam University.

#### 4.3.2 $\Delta$ CFS models

The static Coulomb Failure Stress change ( $\Delta$ CFS) analysis has been widely implemented to quantitatively evaluate the influence of the megathrust earthquake cycle on crustal faults (e.g., Aron et al., 2013; Farías et al., 2011; Loveless et al., 2010; Sgambato et al., 2020). The  $\Delta$ CFS is defined as:

$$\Delta\sigma_c = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma_n$$

where  $\Delta\tau$  is the shear stress change (positive in the direction of receiver fault slip),  $\Delta\sigma_n$  is normal stress change (positive when the receiver fault is unclamped), and  $\mu'$  is the effective fault friction coefficient on the receiver fault (considering pore pressure).

For our modeling, we have employed the Coulomb 3.4 software (Toda et al., 2011). We calculated  $\Delta$ CFS for “Optimally Oriented Faults” (OOFs)- thrust (rake 90°), normal (rake -90°), and dextral strike-slip faults (rake 180°)- considering a grid of 5 by 5 km. The OOFs are those faults along which the  $\Delta$ CFS is maximum, thus the more likely to slip. For our modeling approach, we have considered two interplate scenarios; first, we model the  $\Delta$ CFS induced by the coseismic slip of the Mw 9.5 1960 Valdivia Earthquake considering the slip distribution of Fujii and Satake (2013). Second, we model the  $\Delta$ CFS



induced by the “backslip” (e.g., Savage, 1983) -considering the modern interseismic locking from Moreno et al. (2011)- for simulating the interseismic slip deficit accumulated during 300 yr, which is the proposed recurrence time for Valdivia type earthquakes (Cisternas et al., 2005). To discuss in which degree the herein characterized neotectonic faults mimic the orientation of the respective modeled OOFs faults, we calculated the angular misfit following Aron et al. (2013), where a misfit  $<22.5^\circ$  is accepted to consider the mapped faults as the OOFs conveniently oriented to be reactivated. Our models were performed considering an isotropic and elastic half-space with an effective coefficient of friction of 0.4, a Poisson’s ratio of 0.25 and, a Young’s modulus of  $E = 80 \text{ GPa}$ , which have been adopted for previous  $\Delta\text{CFS}$  analyses along the Chilean Andes (Bonali et al., 2013; Cortés-Aranda et al., 2015; Lupi and Miller, 2014).



## 4.4 Results

### 4.4.1 Field data

#### 4.4.1.1 Maihue área

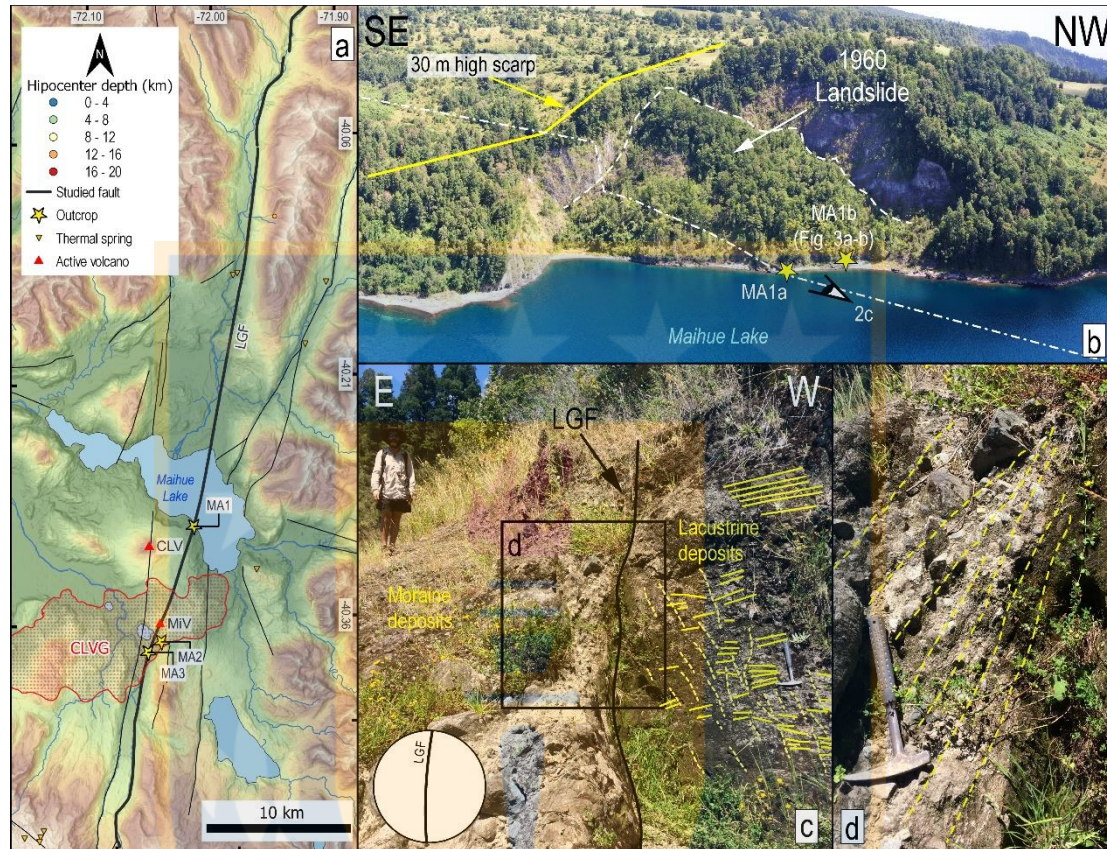


Figure 4.2 Maihue area. a) Map of the Maihue area with crustal seismicity from IRIS, OVDAS, and Siefeld et al. (2019). Major crustal faults from (Maldonado et al., 2021). Yellow stars indicate the location of the MA1, MA2, and MA3 sites. LGF: Los Guindos Fault, CLV: Carrán-Los Venados Volcano; MiV: Mirador Volcano; CLVG: Carrán-Los Venados Volcanic Group (Bucchi et al., 2015). b) Southern border of the Maihue Lake. Dash-dotted white line indicates the LGF trace following the orientation measured at the MA1a outcrop. The white dashed line encloses the 1960 landslide. c) MA1a outcrop: The LGF puts in contact Holocene moraine deposits with Late Quaternary lacustrine varves. The person is 1.8 m tall. d) detail view of outcrop in C showing aligned clasts on the moraine along the fault damage zone

Three sites with evidence of neotectonic deformation have been found at the southern border of the Maihue Lake and nearby the Mirador volcano (MiV; Figure 4.2); these have been named, from north to south, MA1, MA2, and MA3 (Figure 4.2a).

Site MA1 (Figure 4.2a) consists of two outcrops at the southern border of the Maihue Lake: MA1a and MA1b (inset Figure 4.2a, Figure 4.2b). At the outcrop MA1a (Figure 4.2), a 183/83 oriented fault puts in contact Late Quaternary lacustrine varves with Holocene moraine deposits (Campos et al., 1998). This site was affected by a landslide following the 1960 Valdivia Earthquake (Figure 4.2b). The fault at this outcrop has



produced a deformation zone of 1.4 m width (Figure 4.2c-d); within this zone, the varves are affected by sub-vertical fractures (yellow dashed lines in Figure 4.2c) and the moraines show aligned clasts (Figure 4.2d). By projecting this fault to the SE, a 30 m height scarp at the surface of the positive topography surrounding the lake can be observed (Figure 4.2b). The outcrop MA1b is located 10 m westward MA1a (Figure 4.2b); at this outcrop, a 025/84 fault drives 2 m of dextral offset of a channel-like feature in an abandoned lake terrace (Figure 4.3a); this fault also produces a flower structure in varve deposits internally limiting this terrace (inset Figure 4.3a and Figure 4.3b).

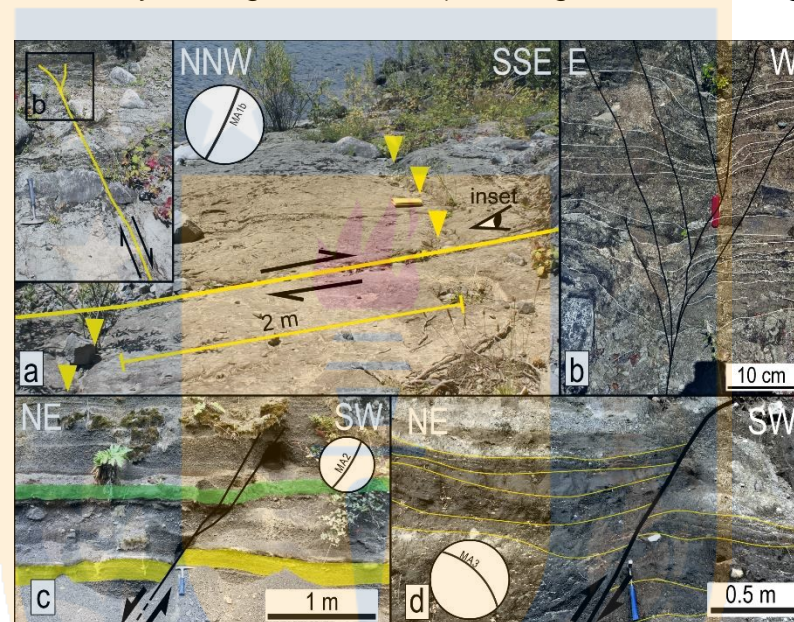


Figure 4.3 Maihue area. a) Site MA1b: Stream-like feature dextrally displaced by the LGF trace. Inset shows the projection of this trace to the wall presented in b. b) Flower-structure developed on lacustrine deposits conducting centimetric scale deformation. c) Outcrop MA2: Holocene pyroclastic deposits affected by a NE-oriented normal fault. d) Outcrop MA3: The same pyroclastic deposits from C affected by a NW-striking reverse fault.

At the southern flank of the Mirador Volcano (MiV in Figure 4.2a), we have found evidence of deformation in two sites (MA2 and MA3 in Figure 4.2a); both expose Holocene pyroclastic deposits related to the Carrán-Los Venados Volcanic Group (CLVG; Bucchi et al., 2015). At site MA2 (Figure 4.2a), a 032/78 oriented normal fault deforms laminated pyroclastic beds (Figure 4.3e). At the base of the outcrop, layer deposits are offset 0.25 m along this fault; upwards, the same fault produces offsets of 0.1 m in these layer deposits. At site MA3 (Figure 4.2a), a 315/60 oriented reverse fault has produced an offset of ca. 0.3 m in layers of the exposed pyroclastic deposits (Figure 4.3f).

#### 4.4.1.2 Las Pampas area

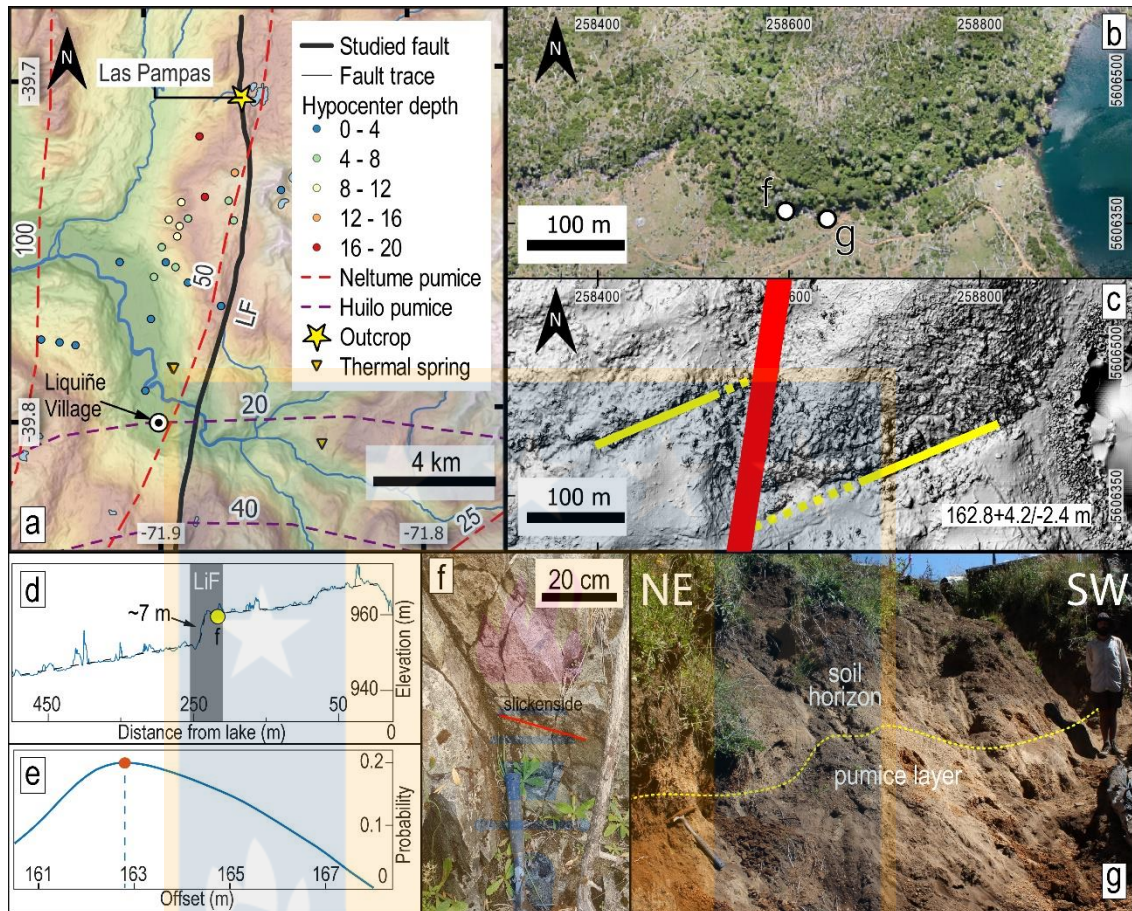


Figure 4.4 Las Pampas area. a) Map of the Las Pampas area. Isopach contours for pumice deposits from (Rawson et al., 2015). Black thick line corresponds to the Liqueiñe Fault from (Astudillo-Sotomayor et al., 2021). Scattered shallow crustal seismicity from IRIS database, and Sielfeld et al (2019). b) Aerial view of Las Pampas Outcrop. Location of sites for f and g are shown with white circles. c) Hillshade showing the location of the offset markers (dashed/continued yellow lines) and fault trace (thick red line). d) Longitudinal profile of the stream; note the ca. 7 m high knick point along the profile. e) Offset pdf for the river canyon; orange circle marks the mean value. f) Outcrop of a fault plane developed over tonalitic rocks with sub-horizontal slickensides (red line). g) Outcrop at the southern border of the stream.

At the periphery of the Las Pampas Lake, ca. 15 km northwards the Liqueiñe village (Figure 4.4a), a bedrock channel draining from the lake towards the Liqueiñe River exhibits a sharp dextral deflection (Figure 4.4b). At the southern channel bend, a 2.5 m thick heavily weathered pyroclastic layer (Figure 4.4g) was identified; this layer may be correlated with the Neltume pumice, an orange-pumice horizon with inferred ages of 12.4-10.3 ka (Rawson et al., 2015), the only pyroclastic deposit that has been recognized in the area (isopach contour in Figure 4.4a). A well-developed soil horizon is located atop of this pumice (Figure 4.4g). At this site, a fault-oriented 187/83 developed in tonalitic rocks of Mesozoic age (Lara et al., 2004) with sub-horizontal slickensides (Figure 4.4f) suggests that the channel offset is related to dominant dextral



slip on a NNE striking fault. ~65 m upstream the deflection zone, a ca. 7 m high knickpoint occurs (Figure 4.4d). By means of a high-resolution DSM, derived from photogrammetry, and using the present-day river channel as a marker of displacement, we estimate a Holocene cumulative offset of  $162.8 \pm 4.2 / -2.4$  m (Figures 4.4e and 4.4f).

#### 4.4.1.3 Palguín area

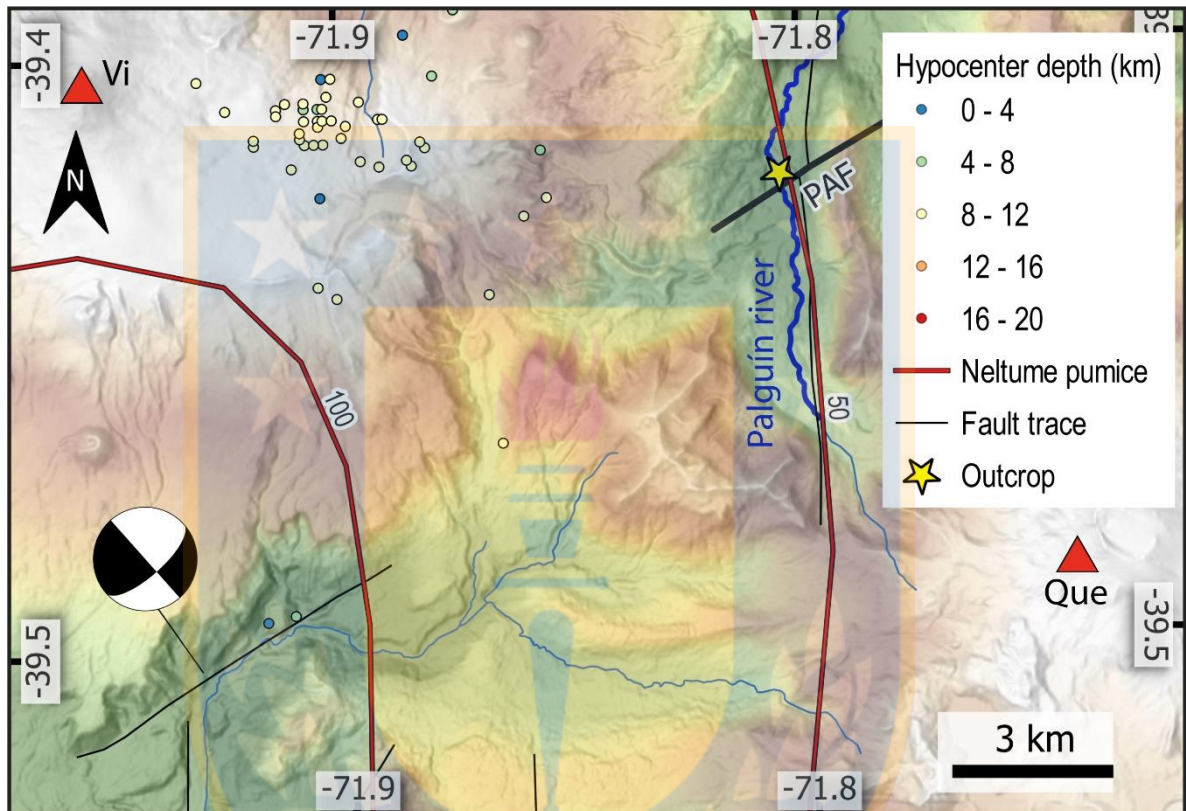
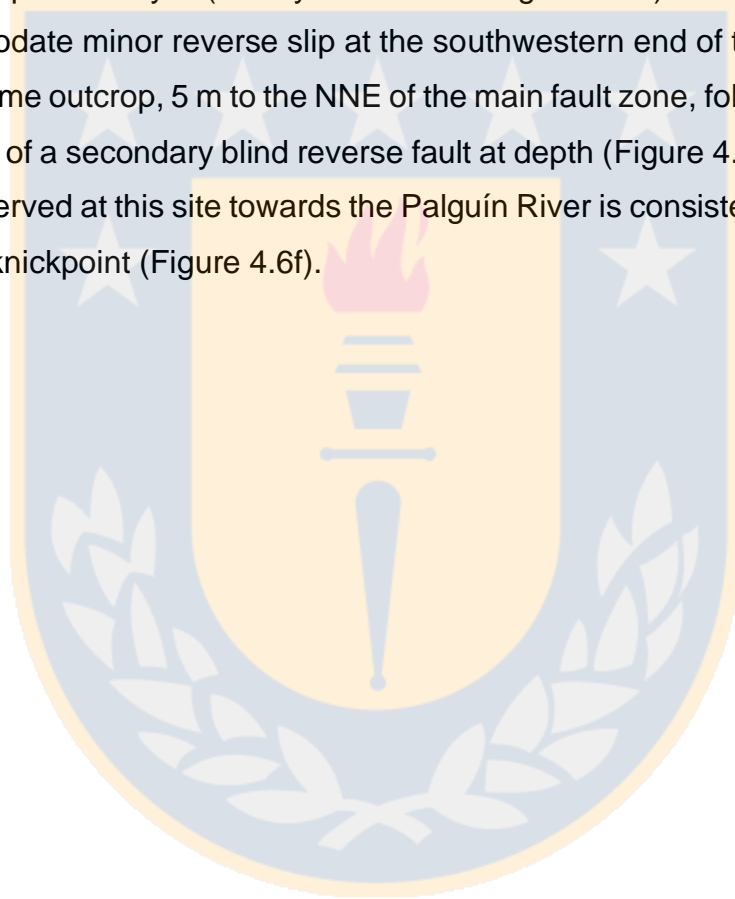


Figure 4.5 Map of the Palguín area. Red segment line is the isopach contour (thickness in cm) for the Neltume Pumice from Rawson et al. (2015). Crustal seismicity from IRIS database and (Sielfeld et al., 2019). Focal mechanism from Sielfeld et al. (2019). The thick blue line represents profile trace in 6f. PAF: Palguín Fault. Vi: Villarrica volcano. Que: Quetrupillán volcano.

The Palguín Area is located at  $39.43^{\circ}\text{S}$ , at the periphery of the Palguín River (Figure 4.5). There, a roadcut exhibits a sequence of deformed pyroclastic layers whose age ranges between 14 and 0.05 ka (Figure 4.6a; Moreno Roa and Lara, 2008). The exposed section consists, from bottom to top, in an orange heavily weathered pumice horizon (SE1 in Figure 4.6b) overlaid by a ca. 1.5 m thick laminated darkish and whitish sequence of pyroclastic deposits (SE2 in Figure 4.6b). This latter level (SE2) is covered by a set of pumice layers interbedded with well-developed soil horizons (SE3 in Figure 4.6b). The modern soil horizon develops atop of the section (SH in Figure 4.6b). Charcoal samples from the SE3 unit (PA1-2 in Figure 4.6b) and a pumice sample



from the SE1 unit (PA3 in Figure 4.6b) were collected to constrain the timing of deformation. The charcoal samples yield calibrated ages between ca. 8.8 and 8.4 ka BP (Figures 6b, S1 and S2). In turn, the pumice analysis suggests that the PA3 sample can be correlated with the Neltume Pumice, dated in 12.4 to 10.3 ky by (Figures 6b, S3 and Table S1; Rawson et al., 2015). At this outcrop, deformation concentrates at its southwestern part where south-dipping NE-striking faults accommodate reverse slip defining a fault zone of ca. 1.5 m width (Figures 6b-d); the main fault has displaced 0.5 m the Neltume pumice layer (thick yellow line in Figure 4.6c). Subparallel secondary faults accommodate minor reverse slip at the southwestern end of the outcrop (Figure 4.6d). At the same outcrop, 5 m to the NNE of the main fault zone, folded layers suggest the occurrence of a secondary blind reverse fault at depth (Figure 4.6e). The projection of the fault observed at this site towards the Palguín River is consistent with a notorious ca. 15 m high knickpoint (Figure 4.6f).



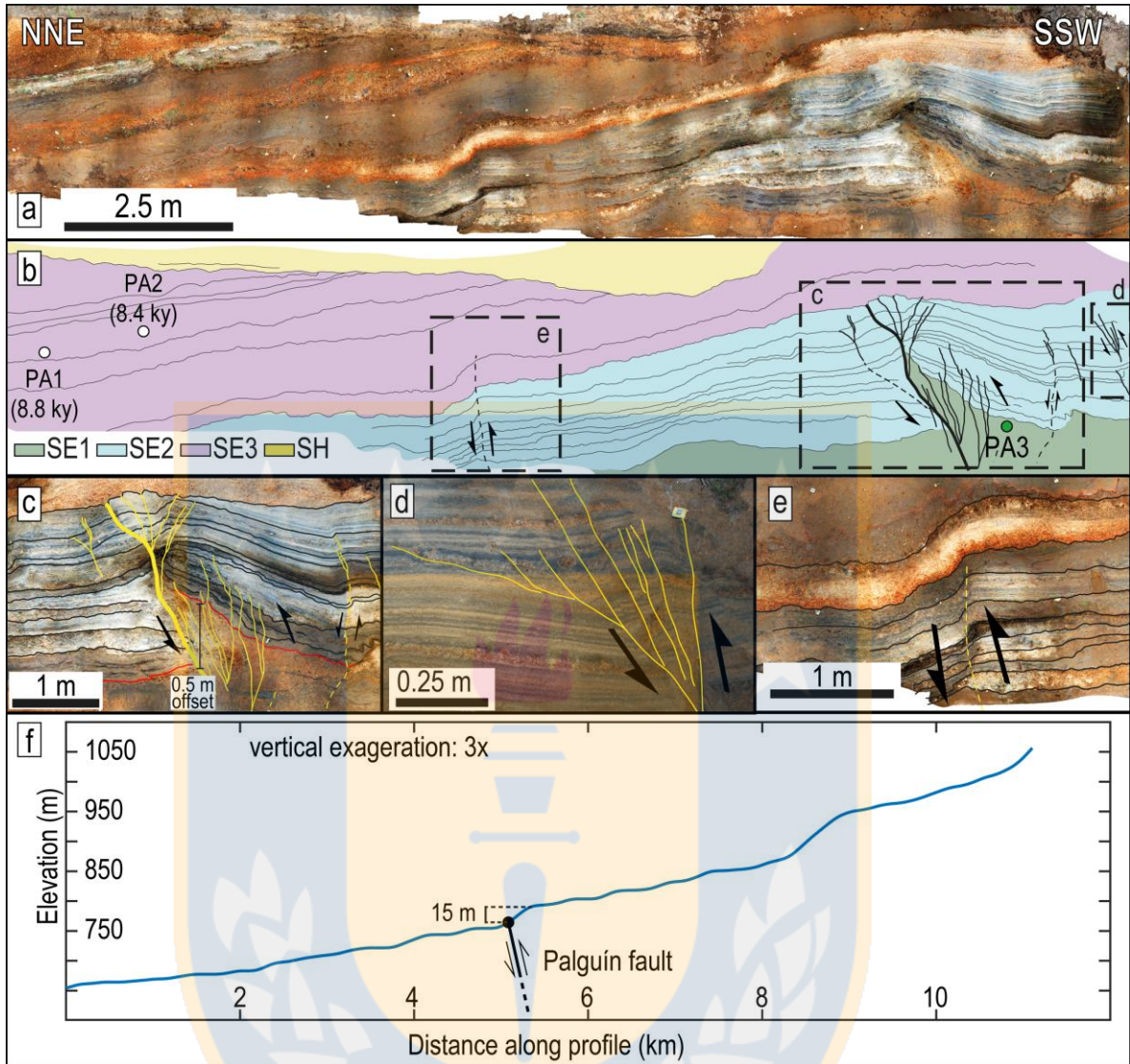


Figure 4.6 Palguín site. a) Holocene pyroclastic sequence deformed by the Palguín Fault. Note the change in the dip of the layers and the deformed lower portion of the sequence. b) Diagram of the outcrop situation depicting mapped fault traces and sampling points (white for charcoal and green for pumice). SE1, SE2, SE3 and SH are referred in the text. c) Main fault zone at the outcrop; thick yellow line corresponds the major fault, and thin lines depict secondary faults splaying from the major one. Red lines indicate the top of the Neltume pumice layer. d) Minor secondary faults with reverse kinematics. e) Monoclinial fold of the pyroclastic sequence. f) Longitudinal river profile of a segment of the Palguín river (see Figure 4.5 for profile trace), the location of the Palguín Fault is spatially consistent with a knickpoint of ca. 15 m high.

#### 4.4.1.4 Cabargua area

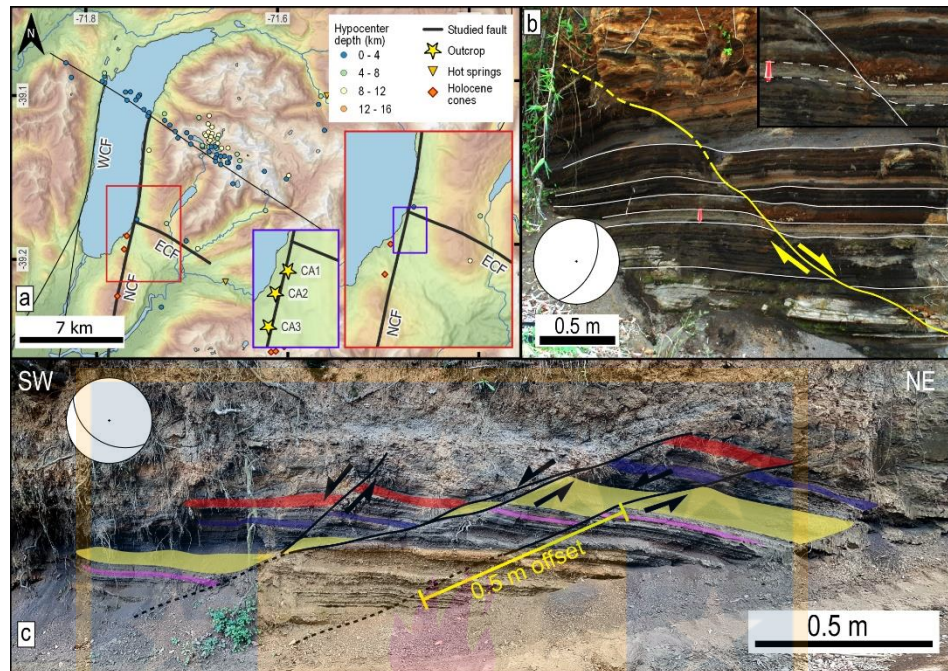


Figure 4.7 Cabargua area. A) Map of Cabargua area. Fault traces from Maldonado et al. (2021). Seismicity from Siefeld et al. (2019). Inset shows the location of the three different outcrops identified in this area. ECF: Eastern Cabargua Fault. B) Site CA1 exposing a E-ESE dipping fault plane affecting postglacial pyroclastic deposits. Centimeter scale offsets along the sequence attest for normal displacements along the fault. C) Site CA2 exposing a SSW-dipping fault zone affecting deposits of the same pyroclastic sequence than in CA1. Displaced layers suggest normal kinematics for these faults.

The Cabargua Lake is an intra montane lake of the Villarrica lake Basin. In this area, we have identified three sites (CA1, CA2, and CA3 inset in Figure 4.7a) exhibiting deformed Late Holocene pyroclastic deposits ranging in age between 14 and 0.05 ka (Moreno Roa and Lara, 2008). All the sites are located at the southeastern border of Cabargua Lake (Figure 4.7a). Formerly, Hernandez-Moreno et al. (2014) reported evidence for normal and reverse faults affecting these deposits nearby the Cabargua Area.

In site CA1 (inset Figure 4.7a), well-laminated pyroclastic deposits are deformed by an ESE-dipping normal fault (Figure 4.7b). This fault cuts the entire sequence and has conducted displacements up to 8 cm along the fault plane, the layers exhibit drag folds towards the fault plane, supporting the inferred fault kinematics (inset in Figure 4.7b).

In site CA2 (Figure 4.7c), well-laminated pyroclastic deposits are deformed by a set of SE-striking southwest dipping normal faults (123/35); these faults seem to converge at depth and led normal offsets ranging between 0.05 m and 0.5 m of well-identified markers (Figure 4.7c).



At site CA3 (Figure 4.7a), a pyroclastic sequence is affected by a 019/33 oriented fault (Figure 4.8a). The fault exhibits a minimum observed normal displacement of 4.2 m along the fault plane. Minor secondary faults splay from the main structure towards the hanging wall exhibiting both normal and reverse displacements (Figures 4.8b-d).

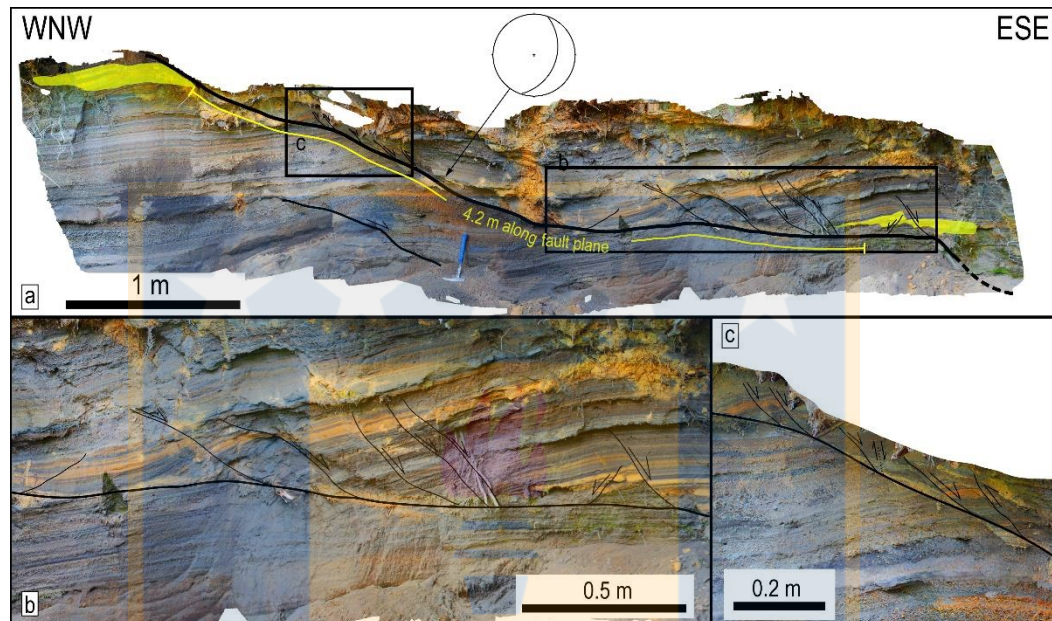


Figure 4.8 Site CA3. A) Holocene pyroclastic sequence deformed by an ESE dipping normal fault. The major fault has conducted displacements of ca. 4.2 m along the fault plane; minor secondary normal, and reverse faults splay from the major trace and exhibit centimeter-scale offsets. B) Detail of the eastern lower portion of the fault zone with several splay faults developed on the hanging wall. C) Detail of the upper western upper section of the outcrop with more secondary faults developed on the hanging wall of the fault.

#### 4.4.2 Analysis of the reported evidence

The herein documented evidence indicates that the Late Quaternary kinematics of the intra-arc faults in the study area (39-40.5°S) is complex and variable along its trend.

Evidence from the Maihue Area (sites MA1a-b; Figures 2 and 3) suggests dextral displacements along NNE-striking faults; for that area, the Los Guindos Fault (LGF; Figures 2 and 3), a ca. 65 km long dextral fault has been formerly mapped (Astudillo-Sotomayor et al., 2021; Guzmán-Marín et al., 2015). We thus consider that the herein reported evidence has been produced by the LGF during the Late Quaternary. Despite this area was affected by a landslide following the 1960 Valdivia Earthquake, it must be noted that deformed deposits are well-consolidated, thus unlikely perturbed by this mass-wasting event. Moreover, the scarp related to this landslide is oriented N45E, notably differing from the NNE orientation of the herein reported faults. In addition, the

evidence at the outcrop scale is coherent, in terms of its orientation, with the regional strike of the LGF. These observations confirm that the evidence found in sites MA1a-d has been caused by tectonic faulting. Sites MA2 y MA3 indicate, respectively, normal faulting on a NE-striking fault and reverse faulting on an EW-striking fault. These faults do not seem to correspond to any former mapped structure or lineament in the periphery, so we interpret them as secondary structures of the LGF.

At the Las Pampas Area, the fault driving the dextral offset of the studied bedrock channel corresponds, according to its orientation and geographical position, to the Liquiñe Fault (LiF in Figure 4.4). This fault was defined by Astudillo-Sotomayor et al. (2021) 15 km southwards; the Liquiñe Fault is a 185/85 oriented fault that has promoted a dextral inflection- by ca. 170 m- on the Liquiñe River bedrock channel. From the age of deformed fluvial and pyroclastic deposits, a slip rate of 18.8 m/ka has been proposed for the last 9 ky (Astudillo-Sotomayor et al., 2021). Given the similarity between these two offset estimations, it is likely that the deformation observed at Las Pampas is contemporary with the Liquiñe Site from Astudillo-Sotomayor et al. (2021).

In the Palguín Area, the neotectonic evidence suggests Holocene reverse slip along a SE-dipping structure. Despite no faults with this orientation and kinematics have been formerly mapped in the area, a NE-striking lineament defining the SW border of the Villarrica Volcano (Sánchez et al., 2013) is coherent with the herein reported evidence, the occurrence of thermal springs, and shallow seismic events reported by Sielfeld et al. (2019)(focal mechanism in Figure 4.5). With these antecedents, we herein define the Palguín Fault (PaF), a 25 km long fault producing reverse slip during the Holocene.

The Caburgua Area exhibits evidence for normal faulting both on a NNE-striking fault and on a SE-striking fault. The first one, because of its orientation and geographical position, would correspond to the 21 km length NS-striking fault mapped in the area by Moreno Roa and Lara (2008); according to Sánchez et al. (2013), Holocene volcanic cones align with this fault (Figure 4.7). Since no names have been formerly proposed for this fault, we refer to this structure as Northern Caburgua Fault (NCF in Figure 4.7a). With our antecedents, we demonstrate that this fault has led normal slip during the Holocene. In turn, deformation visible at the outcrop in site CA2 can be related to a 7



km length lineament of thermal springs and microseismicity (Sielfeld et al., 2019) eastwards the Caburgua lake. Based on these antecedents, we propose the occurrence of the Eastern Caburgua Fault (ECF in Figure 4.7a); its strike is parallel to another seismic lineament documented 7.5 km northwards by Sielfeld et al. (2019) (Figure 4.7a). Our field evidence allows proposing that this fault has driven normal slip during the Holocene.

#### 4.4.3 Coulomb failure stress change ( $\Delta$ CFS)

We present the  $\Delta$ CFS induced by the 1960 Valdivia Earthquake and one interseismic period onto dextral, reverse, and normal Optimally Oriented Faults (OOFs) in the study area. Table 1 presents a summary of the  $\Delta$ CFS values induced along the studied faults and the angular misfit between them and the modeled OOFs.

Slip	Fault	Coseismic CFS			Interseismic CFS		
		Misfit	$\Delta$ CFS (bar)		Misfit (deg)	$\Delta$ CFS (bar)	
			min	max		min	max
Dextral	LGF	21-22	6.76	7.32	16	1.29	2.15
	LIF	20	5.83	6.42	14-15	1.45	2.06
	PaF	65	4.95	5.42	60	1.73	2.71
	NCF	22	3.73	4.77	17	1.95	3
	ECF	48	3.88	4.12	53	1.35	2.02
Reverse	LGF	77	-0.9	-0.67	71	2.85	3.30
	LIF	76	-0.66	-0.64	70	3.18	3.44
	PaF	59	-0.72	-0.76	64	3.48	3.71
	NCF	78	-0.89	-0.79	73	3.62	3.85
	ECF	8	-0.84	-0.80	3	3.46	3.69
Normal	LGF	12	7.38	8.17	18	-1.66	-0.89
	LIF	14	6.49	7.03	20	-1.65	-1.22
	PaF	31	5.68	6.17	25-26	-1.59	-1.07
	NCF	11	4.67	5.65	17	-1.72	-0.99
	ECF	81	4.70	5.0	87	-2.16	-1.61

Table 4.1 Coseismic and interseismic  $\Delta$ CFS values at each studied fault, and angular misfit between them and the modeled OOFs. Angular misfit classes: low (misfit<20°); moderate (mod; 20°<misfit<40°); and high: misfit>40°.

#### 4.4.3.1 $\Delta$ CFS induced by the Mw 9.5 Valdivia 1960 earthquake

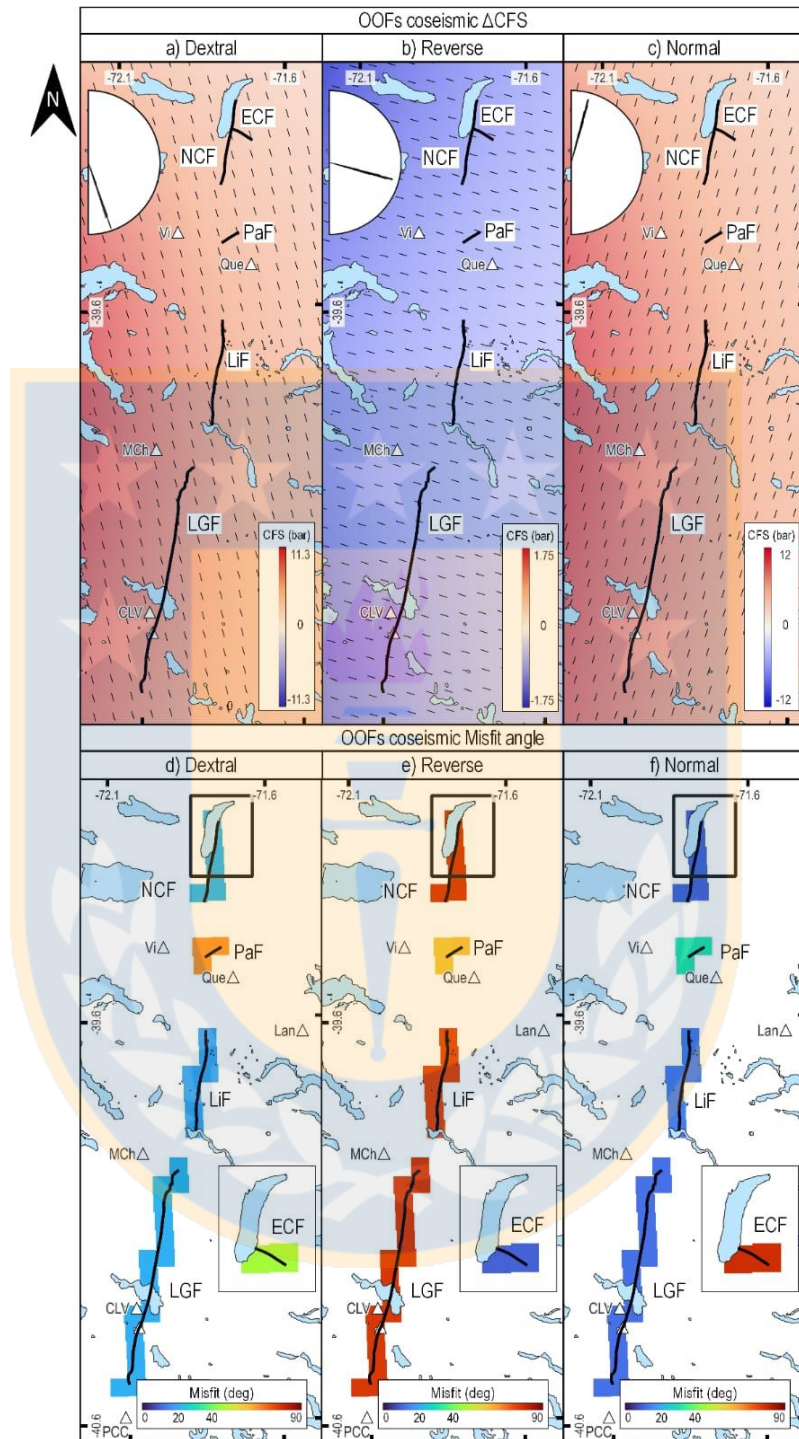


Figure 4.9  $\Delta$ CFS induced by the coseismic slip of the Valdivia 1960 earthquake. Thick black lines depict the trace of our studied faults, thin black lines correspond to the strike of the OOFs at each grid cell. **NCF**: Northern Caburgua Fault, **ECF**: Eastern Caburgua Fault; **PaF**: Palguín Fault; **LiF**: Liquiñe Fault; **LGF**: Los Guindos Fault; **Vi**: Villarrica; **Que**: Quetrupillán; **Lan**: Lanín; **MCh**: Mocho-Choshuenco; **CLV**: Carrán-Los Venados; **MiV**: Mirador Volcano; **PCC**: Pulehue-Cordón Caulle. A to C)  $\Delta$ CFS induced by the coseismic slip of the Valdivia earthquake for dextral, reverse, and normal OOFs, respectively; rose diagrams show the strike of the OOFs in each case. D to F) Misfit angle between OOFs and the studied faults. The inset map depicts the misfit angle for the ECF

For dextral OOFs, the  $\Delta$ CFS induced by the 1960 Valdivia earthquake varies between 2.42 and 11.22 bar; this  $\Delta$ CFS field exhibits a smooth W-E decreasing gradient (Figure 4.9a). Dextral OOFs (black lines in Figure 4.9a) are dominantly SSE striking (mean value  $163^\circ$ ; see rose diagram in Figure 4.9a). The modeled dextral OOFs show an intermediate misfit ( $<22^\circ$ ; see misfit scale in Figure 4.9d and table 1) with respect to the strike of the LGF, the LiF, and the NCF (Figure 4.9d). In turn, the modeled dextral OOFs present high misfit values ( $>48^\circ$ ; see misfit scale in Figure 4.9d and table 1) with respect to the orientation of the PaF and the ECF (Figure 4.10d). All the mapped faults (LGF, LiF, PaF, NCF and ECF) lie in zones with positive  $\Delta$ CFS values varying between 3.73 to 7.32 bar (Table 1 and Figure 4.9a).

The  $\Delta$ CFS values for OOFs of reverse kinematics range between -1.74 and -0.44 bar, showing a smooth increasing trend (Figure 4.9b). Reverse OOFs (black lines in Figure 4.9b) are dominantly SSE striking (mean value  $107^\circ$ , see rose diagram in Figure 4.9b). These modeled reverse faults show a high misfit ( $48^\circ$ - $78^\circ$ ; see misfit scale in Figure 4.9e and table 1) with respect to the orientation of the LGF, the LiF, the PaF, and the NCF (Figure 4.9e). Reverse OOFs exhibit a low misfit ( $8^\circ$ ; see misfit scale in Figure 4.9e and table 1) with respect to the strike of the ECF (Figure 4.9e). All the mapped faults lie in zones with negative  $\Delta$ CFS values, ranging between -0.90 and -0.64 bar (Table 1 and Figure 4.9b).

In the case of normal OOFs,  $\Delta$ CFS range between 3.14 and 12.14 bar, with the highest values concentrated at the NW domain of the area (Figure 4.9c). The modeled normal OOFs (black lines in Figure 4.9c) are mostly NNE-oriented (mean value  $17^\circ$ , see rose diagram in Figure 4.9c). The modeled normal OOFs have low misfit ( $9^\circ$ - $12^\circ$ ; see misfit scale in Figure 4.9f and table 1) with respect to the strike of the LGF, the LiF, and the NCF (Figure 4.9f). In turn, normal OOFs present, respectively, intermediate ( $33^\circ$ ; see misfit scale in Figure 4.9f and table 1) and high ( $79^\circ$ ; see misfit scale in Figure 4.9f and table 1) misfit with respect to the orientation of the PaF and the ECF (Figure 4.9f). The mapped faults lie in zones where the  $\Delta$ CFS is positive and ranging between 4.70 and 8.17 bar (Table 1 and Figure 4.9c).

#### 4.4.3.2 CFS for the interseismic scenario

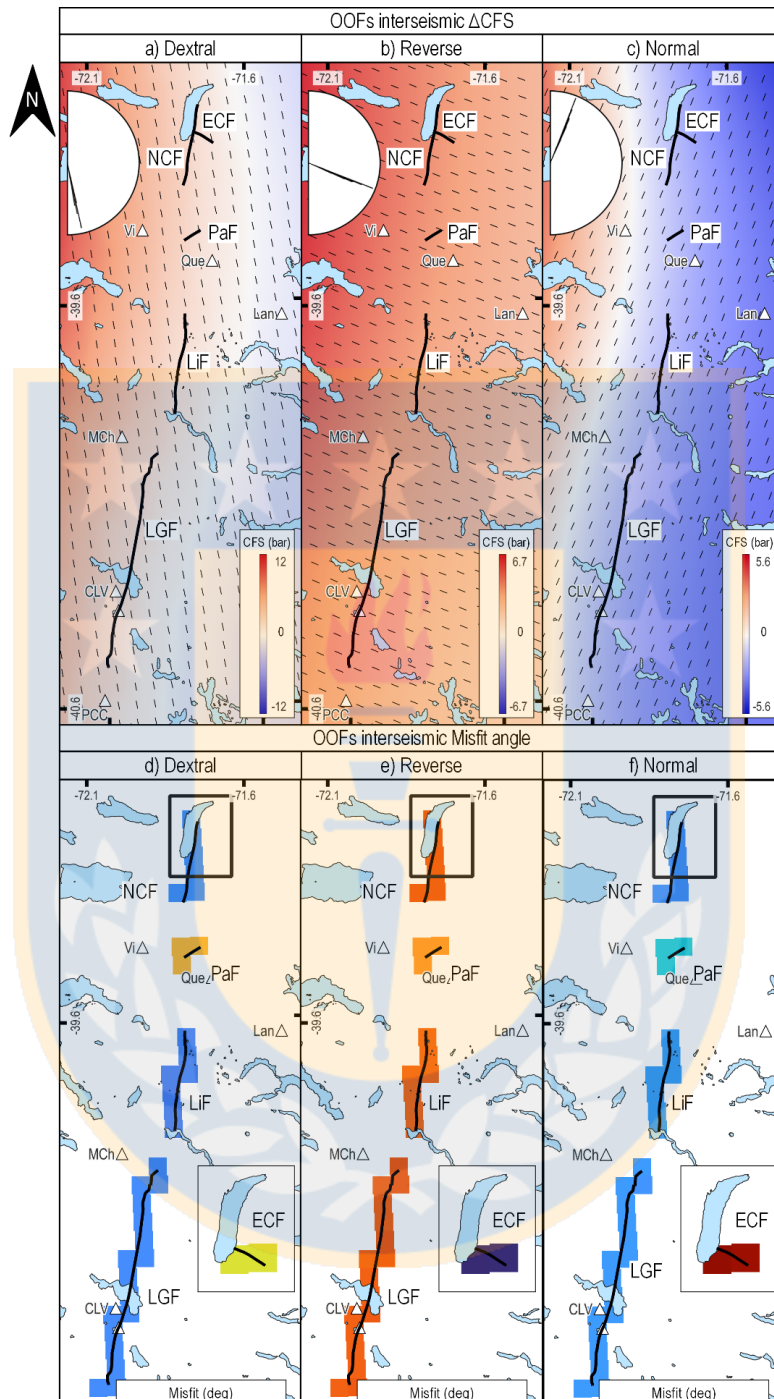


Figure 4.10  $\Delta CFS$  induced by the interseismic scenario. In each case, thick black lines depict the trace of our studied faults, while thin black lines correspond to the strike of the OOFs at each grid cell. **NCF**: Northern Caburgua Fault, **ECF**: Eastern Caburgua Fault; **PaF**: Palguín Fault; **LiF**: Liquiñe Fault; **LGF**: Los Guindos Fault; **Vi**: Villarrica; **Que**: Quetrupillán; **Lan**: Lanín; **MCh**: Mocho-Choshuenco; **CLV**: Carrán-Los Venados; **MiV**: Mirador Volcano; **PCC**: Pulehue-Cordón Caulle. A to C)  $\Delta CFS$  induced by the coseismic slip of the Valdivia earthquake for dextral, reverse, and normal OOFs, respectively; rose diagrams show the strike of the OOFs. D to F) Misfit angle between OOFs and the studied faults. The inset map depicts the misfit angle for the ECF.



The  $\Delta$ CFS induced for dextral OOFs is in the range between -2.34 and 12.51 bar (Figure 4.10a). Dextral OOFs show a marked SSE orientation within the entire study area (mean 168°, see rose diagram in Figure 4.10a) and the  $\Delta$ CFS values show a northwestward increasing trend (Figure 4.10a). Dextral OOFs have a low misfit (14°-17°; see misfit scale in Figure 4.10d and table 1) with respect to the orientation of the LGF, the LiF and the NCF (Figure 4.10d). Modelled dextral OOFs exhibit high misfit (53°-60°; see misfit scale in Figure 4.10d and table 1) relative to the strike of the PaF and the ECF

(Figure 4.10d). The mapped faults lie in areas where the  $\Delta$ CFS is positive, ranging between 1.29 and 2.71 bar (Table 1 and Figure 4.10a).

The obtained  $\Delta$ CFS for reverse OOFs is within the range between 1.32 and 6.70 bar, defining a WNW increasing trend (Figure 4.10b). The modelled OOFs show a marked SE orientation (median 112°; see rose diagram in Figure 4.10b). These reverse OOFs have a high misfit (64° to 73°; see misfit scale in Figure 4.10e and table 1) with respect to the strike of the LGF, the LiF, the NCF, and the PaF (Figure 4.10e). In turn, reverse OOFs exhibit a low misfit (3°; see misfit scale in Figure 4.10e and table 1) relative to the orientation of the ECF (Figure 4.10e). All the studied faults are in zones with  $\Delta$ CFS values ranging from 2.85 to 3.30 bar (Table 1 and Figure 4.10b).

For normal OOFs, the  $\Delta$ CFS values are between -4.91 and 5.57 bar (Figure 4.10c). These modeled faults are dominantly ENE oriented (mean 22°, see rose diagram in Figure 4.10c). Modelled normal OOFs have a low misfit (<18°, see misfit scale in Figure 4.10f and table 1) with respect to the strike of the LGF and the NCF (Figure 4.10f). In turn, normal OOFs present intermediate misfit (20°-26°; see misfit scale in Figure 4.10f and table 1) with respect to the orientation of the LiF and the PaF (Figure 4.10f); a high misfit (87°; see misfit scale in Figure 4.10f and table 1) was determined between the orientations of the normal OOFs and the mapped ECF (Figure 4.10f). The  $\Delta$ CFS values for all the mapped faults are in the range -2.16 to -0.89 bar (Table 1 and Figure 4.10f).

## 4.5 Discussion

### 4.5.1 Origin of the reported evidence: seismic and/or aseismic

In this paper, we have reported evidence for neotectonic deformation on faults at the Southern Chile intra-arc (39°S to 40.5°S). Neotectonic deformation is caused by N-S oriented normal faults (NCF; Figures 7 and 8), NNE dextral faults (LGF and LiF; Figures 2 and 4), NW normal faults (ECF; Figure 4.7), and NE reverse Palguín Fault (PaF; Figure 4.6). Despite the great variability in kinematics and fault orientation, all the structures seem to have been active during the same time span (the Late Quaternary) and are coherent with the structural grain that characterizes this part of the intra-arc (Cembrano et al., 1996; Lavenu and Cembrano, 1999; Peña et al., 2021; Pérez-Flores et al., 2016; Rosenau et al., 2006).

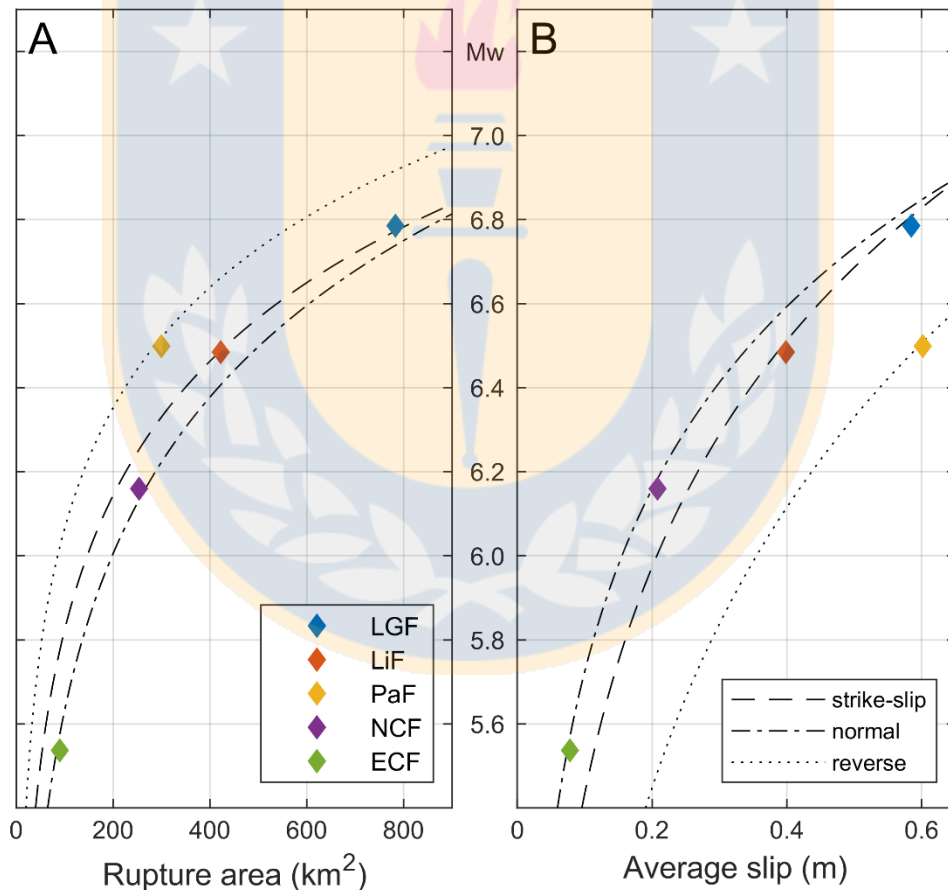


Figure 4.11  $M_w$  (A) and average slip (m)(B) estimations for earthquakes on the dextral (LGF and LiF), normal (NCF and ECF) and reverse (PaF) faults using the rupture area ( $\text{km}^2$ ) as input, according to the Thingbaijam et al. (2017) empirical relationships. Dotted, dashed and dash-dotted lines correspond to the regression for reverse, strike-slip and normal faults respectively.

The main challenge when dealing with neotectonic evidence is unraveling its origin in terms of the mechanics- aseismic and/or seismic- of the causative processes. Up to date, no data attesting for an aseismic behavior of the LOFS, and related faults have been acquired; devoted GPS experiments should be carried out to shed light on this topic. On the other hand, the available data suggest that these faults can produce moderate to large earthquakes (Lange et al., 2008; Pérez-Estay et al., 2020; Sielfeld et al., 2019). The clearest evidence in this sense is given by the occurrence of the Aysén Seismic Crisis in 2007 (Legrand et al., 2011). Russo et al. (2011), based on the study of the triggered seismic activity during this crisis, reinforces the LOFS seismogenic behavior. They base this suggestion on the idea that the LOFS was close to failure by at least 4 months during the crisis, and that the accumulated stress was released by five Mw 5.2-6.2 earthquakes instead of a cascading rupture ending with a larger seismic event. Considering this evidence, it may be reasonable to attribute the herein reported field evidence to past earthquakes. Under this assumption, an interesting point to discuss is the magnitude of the causative paleoearthquakes. For the study area, a convex seismogenic bottom layer is defined by Sielfeld et al. (2019); beneath the volcanic chain of the intra-arc, this layer is situated at ca. 12 km depth. We consider this depth as the seismogenic extent for the studied faults; this, besides the mapped length in each case, allowed approaching the rupture area for the studied faults (Table 2; Figure 4.11a). The rupture area was then considered to estimate the Mw of the earthquakes that can be produced by each fault following the empirical relations of Thingbaijam et al. (2017). The obtained Mw range between 5.5 and 6.8 for the different faults (Figure 4.11a and Table 2). Based on the same relations, we then estimated the coseismic average slip associated to each earthquake (Table 2; Figure 4.11b). The obtained values range between 0.08 and 0.6 m; these values suggest that only the offset produced by the PaF in Holocene pyroclastic deposits (0.5 m; Figure 4.6c) may be related to one single thrust event of Mw 6.3. For the remaining cases, the measured offsets would represent the cumulative effect of repeated paleoearthquakes.

Late Quaternary and Holocene slip rates for individual LOFS branches have been recently determined ( De Pascale et al., 2021 and Astudillo-Sotomayor et al., 2021, respectively). These rates vary between 11 and 24 mm/y and have been estimated for

first-order NNE-striking LOFS branches. If the Late Quaternary slip rates for the herein studied faults range into this interval, the recurrence for Mw 5.5 to 6.8 earthquakes would be on the order of 7 to 50 years. This figure is not in agreement with what the historical record for crustal seismicity along the LOFS and spatially related faults shows. Further, this is two orders of magnitude shorter than the 2 ky recurrence time suggested for earthquakes along the LOFS from the stratigraphic analysis of a core drilled in the Aysén Fjord (Wils et al., 2018). This discrepancy insinuates that fault creep may have a preponderant role in explaining the herein reported deformation. Overall, this suggests that crustal intra-arc faults in Southern Chile may behave both as aseismic and seismic structures.

Even if aseismic slip on the herein studied faults-and other structures in the Southern Chile intra-arc- may be significant, we consider that their seismic capacity must not be neglected. In general, crustal faults remain quiet for long periods, from decades to thousands of years (Slemmons and dePolo, 1986), before producing an earthquake. Other faults, however, accommodate aseismic slip during long periods, but generate also microseismicity (e.g., Harris, 2017) and even moderate-to-large earthquakes (e.g., Oppenheimer et al., 2010). It is the case, for instance, of faults in California. There, the Parkfield segment of the San Andreas Fault system regularly produces M6 earthquakes (W. Bakun et al., 2005) but experiences also shallow creep (e.g., Johanson, 2006). Likewise, the Hayward Fault has been able to produce M6.8 earthquakes (Bakun, 1999) and also creeps regularly both at shallow and deep portions of the crust (e.g., Chaussard et al., 2015). This seismic/aseismic behavior has been also determined for trench-parallel strike slip faults in active volcanic arcs; it is the case, for example, of the Great Sumatran Fault (GSF) in Indonesia. At its northern end, the Aceh segment of this fault is characterized by producing shallow (<16 km) microseismicity ( $M_L \leq 4$ ) and  $M_w > 6$  earthquakes as those of 2013 and 2016 (Muksin et al., 2019). However, aseismic slip has been also determined for this fault segment up to 10 km depth (Ito et al., 2012; Tong et al., 2018). The mechanisms behind this dual behavior would be related to a complex depth-dependent layering of the crust, involving velocity strengthening (aseismic) and velocity-weakening (seismic) levels (Scholz, 1998). Based on this, (Harris, 2017) infers that even dominant creeping faults present dispersed locked



zones, which would be able to produce earthquakes. Even though the herein presented data do not allow for accurately discussing the mechanics of the studied faults, we hypothesize that this structure may behave similarly to other strike-slip faults experiencing both creep and seismic behaviors. This reinforces the idea of considering the herein defined neotectonic faults- and in general the intra-arc faults in the area- for seismic hazard appraisals.

<i>Fault</i>	<i>LGF</i>	<i>LiF</i>	<i>PaF</i>	<i>NCF</i>	<i>ECF</i>
<i>Slip</i>	Dextral	Dextral	Reverse	Normal	Normal
<i>Length (km)</i>	65	35	25	21	7.5
<i>Rupture area (km<sup>2</sup>)</i>	780	420	300	252	900
<i>Mw</i>	6.8	6.5	6.5	6.1	5.5
<i>Average Slip (m)</i>	0.58	0.39	0.60	0.21	0.08

Table 4.2 Parameters considered for the Mw and average slip estimates obtained for each fault considering the empirical relationships from (Thingbaijam et al., 2017).

#### 4.5.2 Megathrust earthquake cycle and intra-arc fault reactivation

According to our results, both the Valdivia 1960 Earthquake and the interseismic period promote favorable conditions to reactivate intra-arc faults in the study area. Two of the neotectonic faults herein defined- the dextral LGF and the dextral LiF (Figures 9a and 10a)- were moved to failure (positive  $\Delta CFS$ ; misfit  $< 22.5^\circ$ ) by the two modelled scenarios (figures 9a and 9c; Table 1). One- the normal NCF- was exclusively favored coseismically (figures 9c and 9d; Table 1). In turn, two of the defined faults, the PaF and the ECF, are not favored (negative  $\Delta CFS$  and/or misfit  $< 22.5^\circ$ ) to slip neither in the coseismic nor in the interseismic model (Table 1; Figures 9 and 10).

Former works have discussed the significance of a gradual (as represented by our interseismic scenario) versus a sudden (as represented by our coseismic scenario) stress augmentation along receiver faults to trigger seismicity (Dieterich, 1994; Toda and Stein, 2003). Due to a gradual stress increase, seismicity along the receiver faults tends to equal the background seismicity and is assumed constant (Toda and Stein, 2003). On the other hand, it has been proposed that when a sudden stress perturbation occurs, a  $\Delta CFS$  increment may augment the seismicity rate along the receiver faults (Dieterich, 1994; Toda and Stein, 2003). Thus, it can be suggested that crustal fault reactivation is more likely to occur due to stress perturbations induced by megathrust

earthquakes. This is consistent with studies suggesting a greater total moment released by crustal seismicity during of the coseismic interplate stage (Hardebeck, 2012; Hasegawa et al., 2012; Yoshida et al., 2012). Further, this is in agreement with the findings of Gomberg et al. (2014), who conclude, from the analysis of the global CMT catalog (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012) and published reports for the 1960 M9.5 Valdivia and 1964 M9.2 Alaska earthquakes, that the rate of crustal earthquakes in the overriding plate increases days after  $M > 8.6$  megathrust earthquakes, in an area encompassing  $\pm 10^\circ$  of latitude and longitude with respect to the triggering event centroid. On the contrary, the evidence for crustal fault reactivation during the interseismic stage is much less abundant. A possible explanation for this scarce evidence deals with the fact that the instrumental record covers only a narrow time span for the interseismic stage; thus, only a small fraction of the crustal earthquakes occurring during this period may be detected (Aron et al., 2014).

For the LOFS, no moderate-to-large earthquakes have been confirmed shortly after the 1960 Valdivia Earthquake. Although this can be explained by the lack of data, it is important to highlight that strike-slip faults in other oblique margins have neither be triggered shortly after (weeks) great megathrust earthquakes. Indeed, these faults have been reactivated decades after the precedent megathrust mainshock. For instance, Pollitz and Sacks (1997), by calculating Coulomb failure stress on the causative Nojima Fault- a branch of the Median Tectonic Line (MTL) in Japan- conclude that the M 6.9 1995 Kobe Earthquake was enhanced by the occurrence of  $M > 8$  megathrust earthquakes along the Nankai subduction zone during the 1940s. Likewise, Bufe (2006) suggests that the M 7.9 2022 Denali Earthquake, which occurred on the Denali Fault (DF), was partially triggered by stress perturbations due to the 1964 M 9.2 Alaska. Similarly, McCloskey et al. (2005) propose that the GSF in Indonesia -a fault that has produced more than 20  $M_w > 6.5$  earthquakes in the last 110 years (Hurukawa et al., 2014)- was strengthened to experience a M 7-7.5 earthquake due to the stress increments produced by the megathrust M 9.3 2004 Sumatra-Andaman Island Earthquake. Although no earthquakes of the proposed magnitudes have yet occurred on the GSF, a M 6.2 earthquakes took place on this structure on February 25<sup>th</sup>, 2022. With these antecedents, we propose that LOFS and secondary fault strands, although

significantly affected by coseismic  $\Delta$ CFS, do not necessarily slip during megathrust earthquakes. Interseismic  $\Delta$ CFS, although of less magnitude, may represent the perturbations required to trigger intra-arc faults in the area.

The fact that some of the studied faults (PaF and ECF) are not favored ( $\Delta$ CFS  $< +0.1$  bar; misfit  $> 22.5^\circ$ ) to be reactivated by any of the two modelled scenarios opens three possibilities. First, their reactivation would be due to  $\Delta$ CFS rises induced by megathrust earthquakes with slip distributions different from that of the Valdivia Earthquake. Second, their reactivation may be caused by postseismic stress changes. Even if they were not modelled in this paper, Ding and Lin (2014) propose that postseismic  $\Delta$ CFS associated to the 1960 Valdivia Earthquake significantly increased in the rupture area and nearby regions. Indeed, these authors suggest that the subsequent 2010 Maule Earthquake was, at least partially, triggered by the 1960 Valdivia postseismic  $\Delta$ CFS. Third, their reactivation is not controlled by the megathrust seismic cycle.

Our  $\Delta$ CFS modelling approach allows shedding light onto the interaction between the megathrust earthquake cycle and the potential occurrence of moderate-to-large earthquake on intra-arc faults in the Southern Chile subduction zone. Future studies may address the interaction between megathrust ruptures different from the Valdivia 1960 earthquake- for instance with stochastic modelling- and intra-arc faults. Another step in this sense may consider the 1960 postseismic  $\Delta$ CFS on the LOFS and spatially related faults.

#### 4.6 Conclusions

We have reported and characterized field evidence of deformation in four areas of the Southern Chile intra-arc between  $39^\circ\text{S}$  and  $40.5^\circ\text{S}$ . Evidence consists in deflected channels and offset markers at the  $10^1$ - $10^2$  m scale. Age constrains suggest that this evidence is younger than 14 ka. The characterized evidence allows considering five faults in the area as neotectonic structures; these are, from south to north, the NNE-striking dextral Los Guindos Fault (LGF), the NNE-striking dextral Liquiñe Fault (LiF), the NE-striking reverse Palguín Fault (PaF), the NNE-striking normal Northern Caburgua Fault (NCF), and the NW-striking Eastern Caburgua Fault (ECF).

The general seismogenic behavior of the LOFS allows considering that the herein characterized deformed markers are, at least partially, due to shallow earthquake ruptures. Considering the length of each of the neotectonic faults reported in this paper, besides the seismogenic depth for the area (12 km depth), we conclude that they can produce Mw 5.5 to Mw 6.8 earthquakes with coseismic slip ranging between 0.08 m to 0.58 m.

Stress perturbations induced both by the 1960 Valdivia Earthquake and the modelled interseismic period increase the  $\Delta CFS$  on the herein reported faults. These stress changes may have augmented the possibility of having crustal earthquakes on faults of the study area and, in general, within the entire southern Chile intra-arc in the future.

We propose that the intra-arc faults addressed in this paper, and certainly others in the Southern Chile intra-arc, must be considered as significant sources of seismic hazard. Shallow earthquakes on them could result in severe damage for urban areas and industrial facilities located in the periphery of these faults.

### **Acknowledgements**

This research was supported by the Millennium Nucleus “CYCLO: The Seismic Cycle Along Subduction Zones” (NC160025), Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica PhD grant 21181673. Research by Joaquín Cortés-Aranda is founded by the Fondecyt Iniciación project 11180509 and project GEOFF 03-2020. The authors thanks Constanza Romero, Diego Molina, Ambrosio Vega, and Diego Castillo for participating in field campaigns.



# Capítulo 5: Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile (published in Scientific reports)

Luis Astudillo-Sotomayor<sup>1,2\*</sup>, Julius Jara-Muñoz<sup>1,3</sup>, Daniel Melnick<sup>1,4</sup>, Joaquín Cortés-Aranda<sup>1,2</sup>, Andrés Tassara<sup>1,2</sup> & Manfred R. Strecker<sup>3</sup>

1 Millennium Nucleus the Seismic Cycle Along Subduction Zones, Valdivia, Chile.

2 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

3 Institute of Geosciences, University of Potsdam, Potsdam, Germany.

4 Instituto de Ciencias de la Tierra, TAQUACH, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

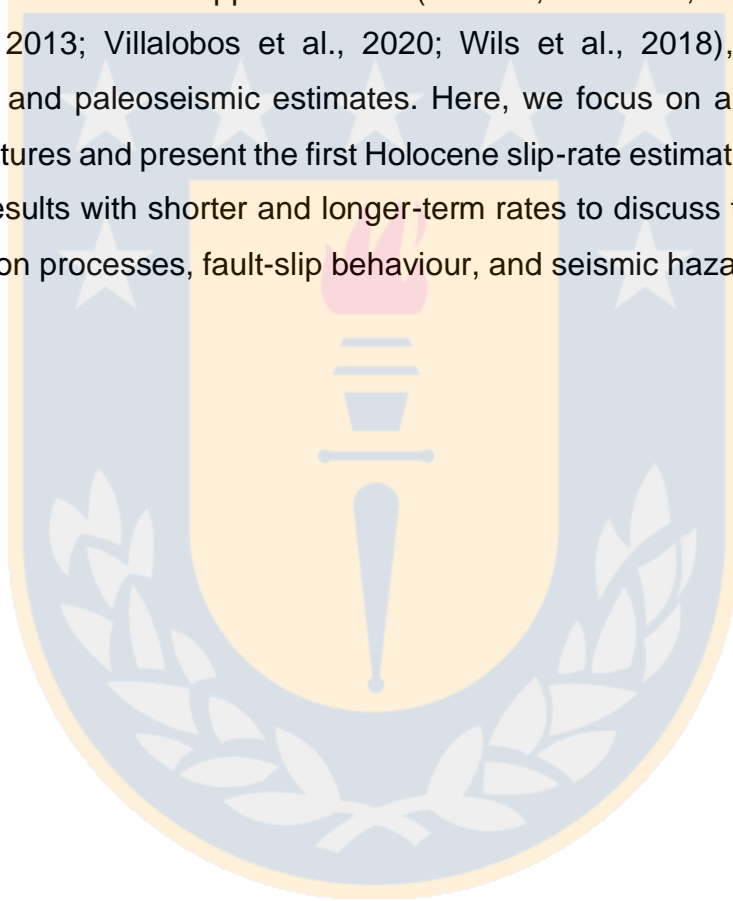
\*email: luisastudillo@udec.cl

*In active tectonic settings dominated by strike-slip kinematics, slip partitioning across subparallel faults is a common feature; therefore, assessing the degree of partitioning and strain localization is paramount for seismic hazard assessments. Here, we estimate a slip rate of  $18.8 \pm 2.0$  mm/year over the past  $9.0 \pm 0.1$  ka for a single strand of the Liquiñe-Ofqui Fault System, which straddles the Main Cordillera in Southern Chile. This Holocene rate accounts for  $\sim 82\%$  of the trench-parallel component of oblique plate convergence and is similar to million-year estimates integrated over the entire fault system. Our results imply that strain localizes on a single fault at millennial time scale but over longer time scales strain localization is not sustained. The fast millennial slip rate in the absence of historical  $M_w > 6.5$  earthquakes along the Liquiñe-Ofqui Fault System implies either a component of aseismic slip or  $M_w \sim 7$  earthquakes involving multi-trace ruptures and  $> 150$ -year repeat times. Our results have implications for the understanding of strike-slip fault system dynamics within volcanic arcs and seismic hazard assessments.*

Key points: For the first time we estimate a Holocene slip rate for a single fault strand of the Liquiñe-Ofqui Fault System, a major strike-slip fault in Chile. This fault slips at 18.8 mm/yr and accommodates ~82% of the trench-parallel component of oblique plate convergence. The lack of historical earthquakes along the Liquiñe Fault suggests either a component of aseismic slip or large sporadic Mw~7 earthquakes.

In most subduction zones, the direction of plate convergence is oblique to the trench (McCaffrey, 1996); this oblique convergence may be accommodated and partitioned either along distinct upper-plate faults or across broad zones of diffuse deformation (Molnar, 1988). When slip associated with oblique plate convergence is completely partitioned, the trench-normal component of motion is accounted for by megathrust earthquakes, while the trench-parallel component is accommodated by continental strike-slip fault systems (Fitch, 1972; Jarrard, 1986). Such continental strike-slip fault systems may localize slip along thermally-weakened volcanic arcs such as in Sumatra, the Philippines, Central America, Japan and south-central Chile (Bellier & Sébrier, 1994; Corti et al., 2005; Fitch, 1972; Lavenu & Cembrano, 1999; Okada & Ikeda, 1991). In such tectonic settings, fundamental steps in seismic hazard assessments involve quantifying the degree and the spatiotemporal patterns of slip partitioning, strain localization, and fault-slip behaviour (stick-slip vs creep (Bürgmann, 2018)). Along the south-central Chile margin (37°–46°S), oblique convergence between the Nazca and South American plates is partitioned between the megathrust and the Liquiñe-Ofqui Fault System (LOFS, Fig. 5.1; Lavenu & Cembrano, 1999). The LOFS straddles the active volcanic arc and has generated only a few historical earthquakes that reached up to Mw 6.2 (Sielfeld et al. (2019) and references therein). However, the LOFS lacks of well-defined fault segments characterized by unambiguous surface ruptures that may have been associated with prehistoric great earthquakes. In humid southern Chile, such paleoseismic evidence could be subdued due to a combination of efficient erosive processes associated with glaciation and deglaciation that degrade and erase the fault-related morphology. In addition, a dense vegetation cover, such as along the steep western flank of the southern Andean Cordillera, and widespread Holocene volcanic deposits mask and limit the number of available outcrops with evidence of recent surface deformation. Alternatively, the apparent lack of evidence for seismogenic

surface ruptures might be related to predominant aseismic slip and absence of past great earthquakes with magnitudes larger than in historical times ( $M_w > 6.2$ ). In light of these issues, the seismic potential of the LOFS remains poorly known (Stanton-Yonge et al., 2016; Vargas Easton et al., 2013). Slip rates along the LOFS have been estimated at million-year (Rosenau et al., 2006) and decadal (Stanton-Yonge et al., 2016) time scales across the entire fault system, but the behaviour of individual fault strands at intermediate time scales is virtually unknown. Only a few faults of probable Holocene age have been mapped to date (Melnick, Rosenau, et al., 2006; Vargas Easton et al., 2013; Villalobos et al., 2020; Wils et al., 2018), but lack slip-rate determinations and paleoseismic estimates. Here, we focus on a site with exposed neotectonic features and present the first Holocene slip-rate estimate for the LOFS. We integrate our results with shorter and longer-term rates to discuss the implications for strain localization processes, fault-slip behaviour, and seismic hazards.



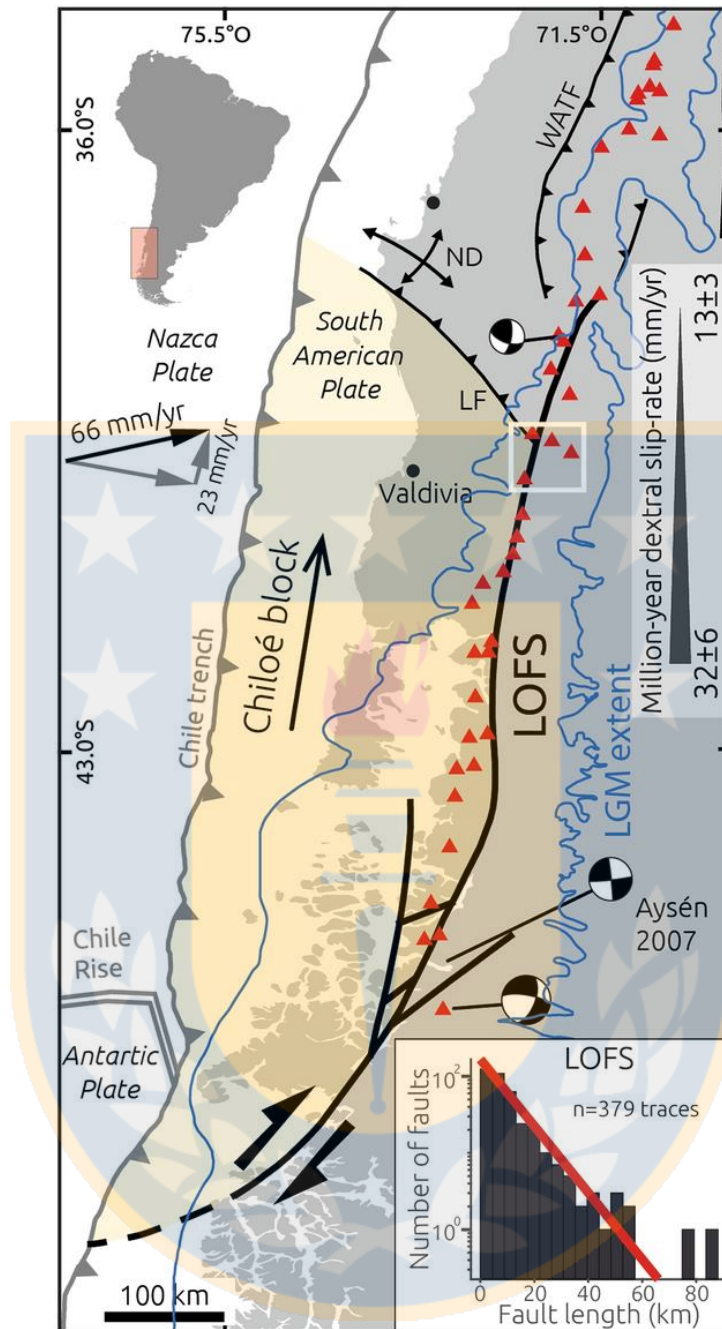


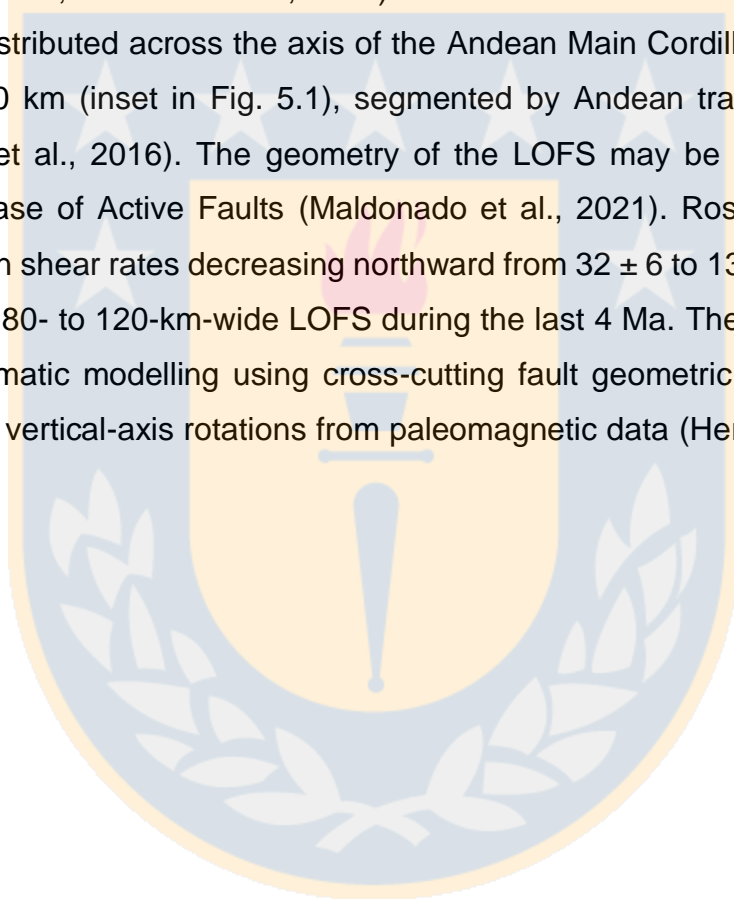
Figura 5.1 Seismotectonic setting map of the Patagonian Andes. Focal mechanisms of mayor earthquakes along the Liquiñe-Ofqui Fault System (LOFS) from the CMT Catalogue. Black and grey arrows show Nazca- South America plate convergence vector (Angermann et al., 1999) and decomposed margin-normal and margin-parallel components. Simplified regional faults from (Melnick & Echter, 2006). LF-Lanahue Fault; ND-Nahuelbuta Dome. Inset shows the distribution of fault lengths for all the LOFS traces from the CHAF database (Maldonado et al., 2021)

### 5.1 Seismotectonic setting of the Southern Andes.

The structural setting of the Main Cordillera of the Southern Andean intra-arc zone is dominated by the NNE-striking LOFS, which is limited by the Chile Triple Junction in the south and the Lanahue Fault in the north (Fig. 5.1). The LOFS is a ~ 1200-km-long



dextral strike-slip fault system that decouples a forearc sliver—the Chiloé Block—from the stable Patagonian foreland (Forsythe & Nelson, 1985). The margin-parallel translation of the Chiloé Block is apparently accommodated at its leading edge in the north by folding and faulting along the Arauco Peninsula and the Nahuelbuta Dome (Fig. 5.1; Melnick et al., 2009). The LOFS is a complex structure including evidence for vertical-axis block rotation, duplexes and horsetail terminations at local and regional scales that are associated with transtensional and transpressional segments (Lavenue & Cembrano, 1999; Rosenau et al., 2006). The LOFS consists of 1 to 10 subparallel fault strands distributed across the axis of the Andean Main Cordillera with maximum lengths of ~ 60 km (inset in Fig. 5.1), segmented by Andean transverse structures (Pérez-Flores et al., 2016). The geometry of the LOFS may be appreciated in the Chilean Database of Active Faults (Maldonado et al., 2021). Rosenau et al. (2006) estimated mean shear rates decreasing northward from  $32 \pm 6$  to  $13 \pm 3$  mm/year (Fig. 5.1), along a ~ 80- to 120-km-wide LOFS during the last 4 Ma. These estimates were based on kinematic modelling using cross-cutting fault geometric relations, and are consistent with vertical-axis rotations from paleomagnetic data (Hernandez-Moreno et al., 2014).



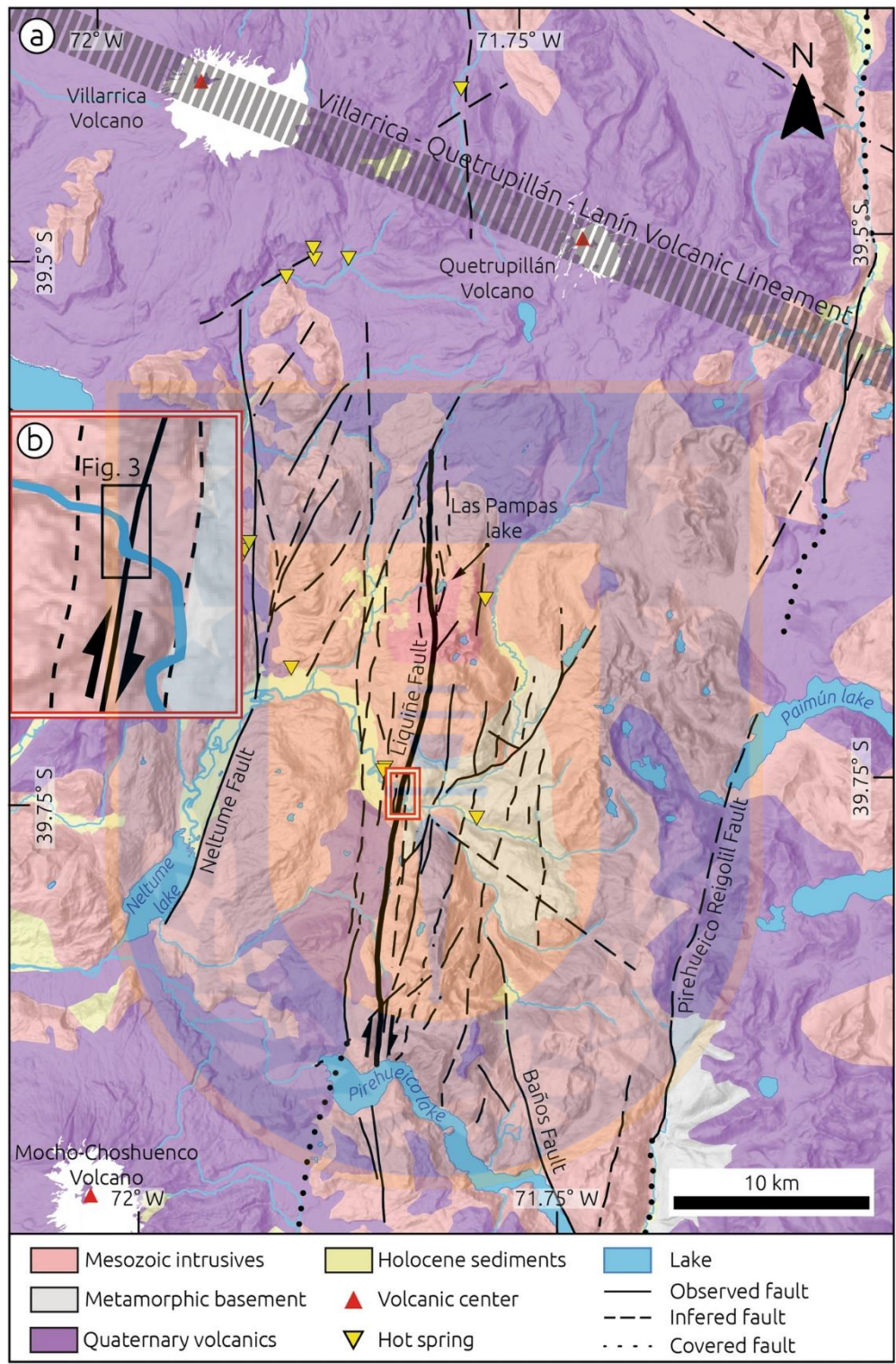


Figure 5.2 Geologic map of the Lique region (modified from Lara et al., 2004). Faults from the CHAF database (Maldonado et al., 2021). Thick black line denotes the Lique Fault. (b) Detailed view of the Lique Site, note marked deflection of the Lique River.

Wang et al. (2007), based on modelling of GPS velocities, inferred that the Chiloé forearc sliver translates north-wards at  $\sim 6.5$  mm/year, which they related to rigid block motion and slip along the LOFS; in turn, Stanton-Yonge et al. (2016) proposed a 1–7 mm/year slip rate for individual LOFS strands based on a boundary element model that relied on GPS velocities of Wang et al. (2007). However, a limitation of these GPS velocities is that they were based exclusively on campaign measurements, which do not account for seasonal variation due to non-tectonic processes (Bevis et al., 2014). Seasonal variations with amplitudes of up to 20 mm are evident in the north component (ca. margin parallel) of daily positions estimated from continuous GPS measurements at sites within the Chiloé sliver (Melnick et al., 2018). Therefore, robust decadal-scale slip rate estimates for the LOFS are yet to be estimated using continuous GPS measurements.

The LOFS is associated with clusters of shallow microseismicity that reach down to 15 km depth (Lange et al., 2008; Pérez-Estay et al., 2020; Sielfeld et al., 2019), and with up to Mw 6 strike-slip earthquakes recorded during the 1965 Hudson and 1989 Lonquimay volcanic eruptions (Barrientos et al., 1992; Chinn & Isacks, 1983) (Fig. 5.1). In 2007, a sequence of earthquakes with dextral and normal focal mechanisms occurred along the LOFS at Aysén fjord reaching Mw 6.2 and triggering massive slope failures that caused a local tsunami (Vargas Easton et al., 2013; Villalobos et al., 2020; Wils et al., 2018). On the bottom of the fjord floor, multibeam bathymetry mapping revealed a 3-km-long submarine surface rupture associated with the 2007 earthquake (Wils et al., 2018); these authors also used a record of seismically-induced mass flow events retrieved from a 21-m-long sediment core leading to the estimation of a  $\sim 2$ -ka recurrence interval for LOFS-related earthquakes in this region; however, no magnitude could be estimated for those earthquakes. Also at Aysén, Vargas Easton et al. (2013) speculated that Mw 6.2–6.5 earthquakes may be expected along most strands of the LOFS and up to Mw 7.1 along master faults, but these estimates were not based on paleoseismic observations and lack determinations of recurrence intervals. Kanamori & Rivera (2017) associated a Mw 7.7 slow earthquake that occurred in 1960 close to Aysén to ductile motion at depth below the LOFS based on analysis of strain seismograms and lack of macroseismic effects.

## 5.2 Results

### 5.2.1 Tectonic geomorphology of the Liquiñe site.

The upper Liquiñe River is associated with a ~ 600-km<sup>2</sup> catchment characterized by a narrow and steep channel cut into crystalline bedrock in its upper reaches and a meandering system downstream (Fig. 5.2). The channel follows a series of smooth bends associated with fault strands of the LOFS, and 2 km east of the town of Liquiñe the river is characterized by a pronounced right-angle deflection associated with faulted fluvial terraces as well as folded and faulted sediments (Figs. 5.3, 5.4, 5.5), referred to by us as the Liquiñe Site (inset in Fig. 5.2b). Here, we identified three fluvial terraces at the Liquiñe Site using field mapping and a Surface Classification Model (SCM) extracted from a Digital Terrain Model (DTM) (Fig. 5.3a). The SCM is based on a combination of slope and terrain roughness that allows masking flat and smooth areas from the DTM (Bowles & Cowgill, 2012). Details on the acquisition and processing of terrestrial laser scanner data as well as DTM and SCM generation may be found in the Methods section and Supplementary Materials (Text S1, Figs. S1 and S2). The distribution of SCM elevation suggests three distinct terrace surfaces at ~ 270, ~ 300, and ~ 315 m asl (inset in Fig. 5.3a). Terrace T1 was formed 2 m above the modern floodplain and includes elongated cobbles and pebbles with a well-developed N-oriented imbrication in its central part, which is parallel to the flow direction of the present-day river (T1 in Figs. 4.3b and S3b). Terraces T2 and T3 are located at 15 and 25–30 m above the riverbed, respectively. T2 is the best-preserved terrace associated with a 15-m-high terrace riser above T1 and smooth surface topography (Figs. 4.3 and S3c). T2 is locally disrupted by a 5-m-high NE-SW striking fault scarp exposing granitic rocks to the uplifted eastern block (stippled-dotted line in Fig. 5.3b, field photo in Fig. S3a). The correlation of T2 surfaces across the Liquiñe River was based on the SCM and topographic profiles (Fig. S4).

We subdivided T2 deposits (extent of deposits shown in Fig. 5.3b) into three units (Fig. 5.4a): Unit A consists of a 2.5-m-thick, cross-bedded sequence of poorly consolidated sand with lenses of reworked pumice (Fig. 5.4d, e); Unit B comprises a 3.7-m-thick, matrix-supported and upward-fining fluvial conglomerate of well-rounded clasts associated with an E- to ENE-oriented imbrication (measured sites shown by squares



in Fig. 5.3b, inferred paleocurrent directions shown in Figs. 5.3b and 5.4a), which is covered by a well-developed forest paleosol horizon (Fig. 5.4b, c); and Unit C consists of a 10-cm-thick pumice layer covered by poorly sorted angular colluvial cobbles (Fig. 5.4b, c). At the top of Unit C the current forest soil horizon has developed. Terrace T2 is partly covered by a younger alluvial fan in its northern part (Fig. 5.3b).

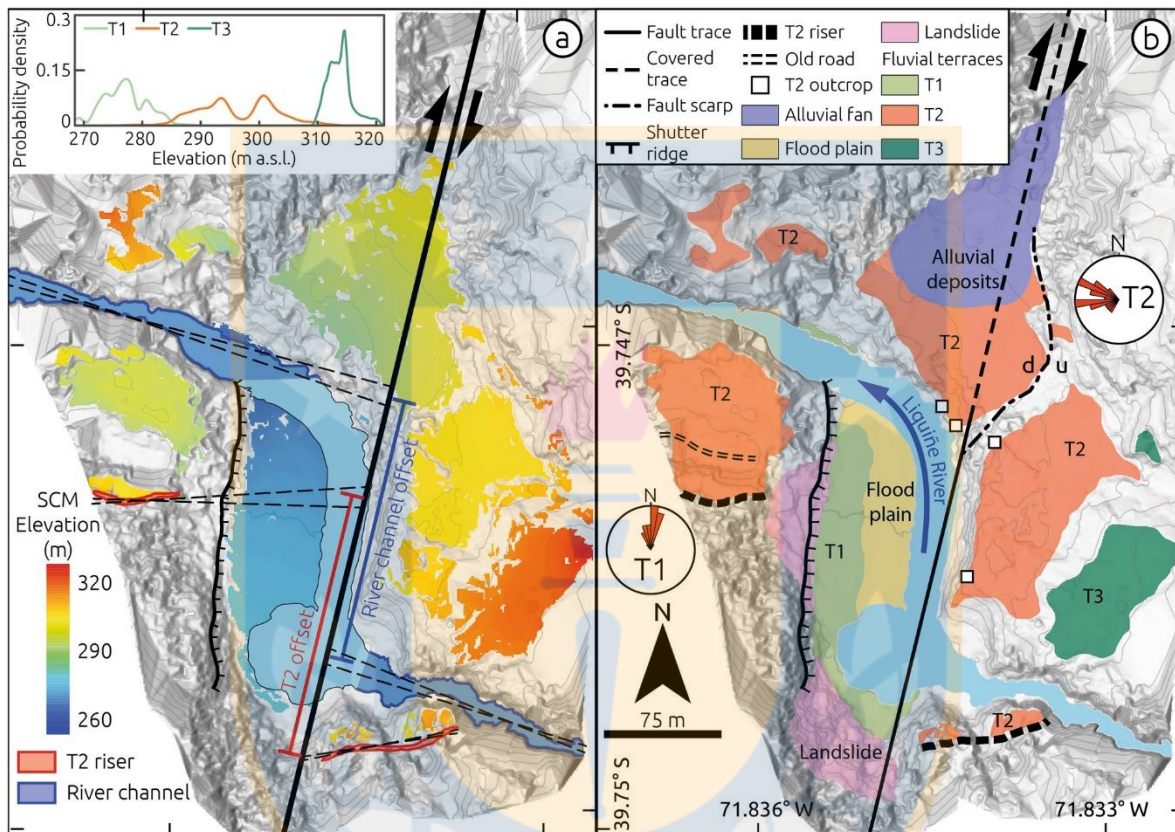


Figure 5.3 Tectonic geomorphology of the Liqueñe Site. (a) Shaded-relief Digital Terrain Model from terrestrial-laser scanner survey overlaid by colour-coded elevation of Surface Classification Model (details in methods and Supplementary Materials). The black thick line shows the Liqueñe Fault trace used to calculate fault slip by projecting two geomorphic markers (T2 and modern river channel). Stippled black lines denote extrapolation piercing lines used to estimate fault offsets. Light grey lines denote 5-m contour intervals. Inset shows elevation distribution of fluvial terraces based on SCM classification. (b) Geomorphic map showing distribution of fluvial terraces and structures. Rose plots show paleocurrent directions estimated from clast imbrication measurements at terraces T1 and T2. Histograms of the elevation distribution of T2 at each fault quadrant and topographic profiles across the fault and river supporting the mapping of T2 may be found in the Supplementary Materials (Fig. S4). Sense of vertical displacement across fault scarp affecting T2 denoted by u-up and d-down.

We estimated the abandonment age of T2 using tephrochronology and radiocarbon dating (Fig. 5.4a). Details on the dating procedure may be found in the Methods section and in the Supplementary Materials (Text S2, Figs. S5–S7, Table S1 and S2). Our age model suggests that the two pumice layers interbedded within the T2 sediments correspond to the Neltume and Huilo pumices (Figs. 4.4 and S7), deposited during Plinian eruptions of the Mocho-Choshuenco volcano with inferred ages of 12.4–10.3

and 8.4–7.9 ka BP, respectively (Rawson et al., 2015). These are the largest post-glacial eruptions of this volcano with associated deposits that have been traced to the Liquiñe site in a regional survey (Fig. S5; Rawson et al., 2015). A charcoal fragment from the paleosol horizon underlying the Huilo pumice yielded a modelled radiocarbon age of  $9.0 \pm 0.1$  cal ka BP (Table S1 and Fig. 5.6a), supporting the tephrochronological results. By considering the stratigraphic context of this sample (paleosol at the top of the fluvial Unit B), we interpret this radiocarbon age to provide a minimum age for the abandonment of terrace T2. We propose that the abandonment of T2 occurred shortly before the formation of the paleosol horizon at 9.0 ka.

The nearly orthogonal relation between clast imbrications of T2 (Unit B) and T1 suggests that deposition of Unit B was associated with the westward-flowing Liquiñe River, likely before development of the pronounced deflection. The deflected river channel is associated with distinct structural features (Fig. 5.5a). At the southern shore, NNE-striking faults with subhorizontal slickensides affect granitic rocks across a 2-m-wide damage zone (Fig. 5.5b, c). Conglomerates of T2 are affected by N-S oriented transgranular fractures within a 2-m-wide shear zone of steeply-dipping aligned cobbles (Fig. 5.5d, e). The shear zone includes trans-granular fractures that affect both matrix and cobbles, and the dip distributions of fractures and of rotated cobbles are similar suggesting a common deformation mechanism (Fig. 5.5e). The river deflection is bounded to the west by a steep, up to 50-m-high, N–S oriented bedrock slope interpreted as a shutter ridge related to dextral fault slip (Figs. 5.3, 5.5a and S3c). This bedrock slope is locally affected by landslides. The development of a plunge pool at the southern part of the river inflection is related to the position of a 3-m-high knickpoint that has retreated ~ 50 m (Fig. S2a). We associate these structures affecting bedrock and fluvial conglomerates with a NNE-striking dextral fault parallel to the deflected river channel (Fig. 5.3).

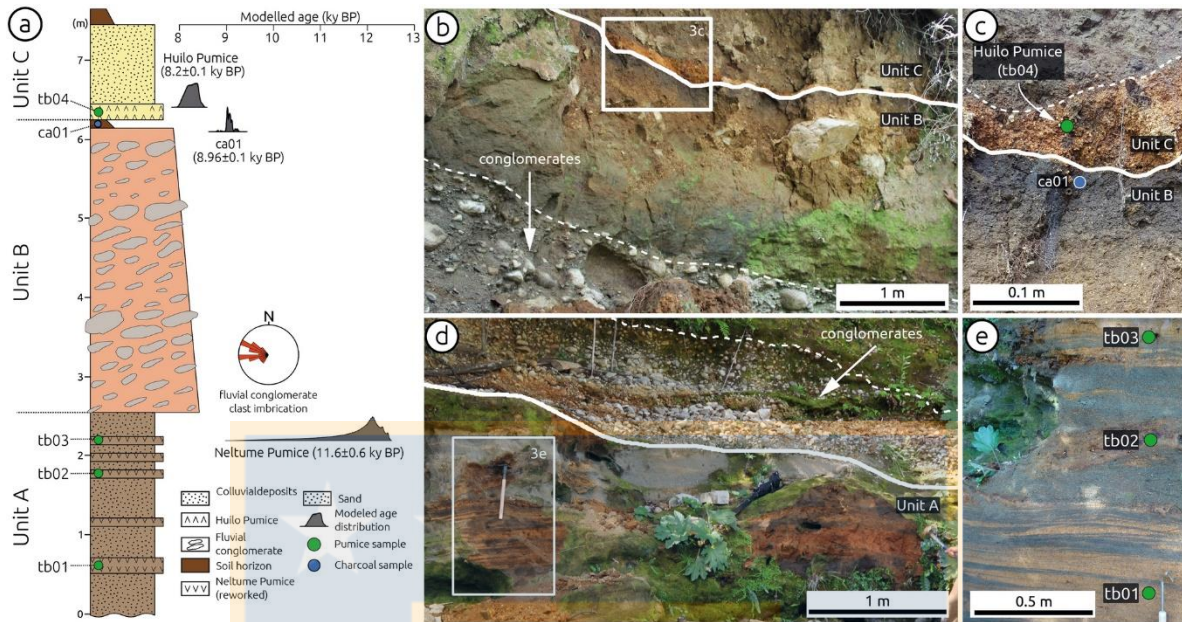


Figure 5.4 Stratigraphy and geochronology of terrace T2. (a) Composite stratigraphic section with units and location of pumice and charcoal samples. Grey probability density plots denote modelled age distributions for stratigraphic markers from OxCal model results (Supplementary Materials, Fig. S7). Rose diagram shows paleocurrent direction estimated from clast imbrication in unit B. Grey curves denote modelled age distributions (see text for details). (b) Field view of contact between units B and C. Note upward-fining transitional contact between conglomerate and paleosol (stippled white line), and sharp contact with Unit C (solid white line). (c) Detail of contact between units B and C (solid white line). Blue and green circles show sampling locations. Stippled white line marks top of Huilo pumice. (d) View of unit the contact between units A and B (thick white line) and of basal conglomerates in unit B. Stippled white line shows dipping layers of the conglomerates. (e) Detailed view of reworked Neltume pumice and black volcanic sand in unit A. Green dots show sampling locations. Photos reproduced with consent from Julius Jara and Luis Astudillo.

### 5.2.2 Holocene slip rate of the Liquiñe Fault.

We estimate a Holocene slip rate for the Liquiñe Fault using two geomorphic markers offset by dextral fault slip: the bedrock channel and the riser above the terrace T2 surface (Fig. 5.3). Further details may be found in the Methods section and the Supplementary Materials (Figs. S4 and S8). The correlation of T2 across the fault and river is supported by similar elevation distributions as evident in topographic profiles (Fig. S4). By projecting the bedrock channel flanks and the T2 riser to the fault trace, we estimate mean offsets of  $171.5 \pm 8.2$  m and  $168.1 \pm 8.7$  m, respectively (Fig. 5.6b). These estimates are associated with extrapolation distances of 45 and 24 m, for western and eastern fault blocks of the bedrock channel, and 121 and 11 m for the T2 riser, respectively (Fig. 5.3a). The probability density functions of these two estimates have a 38% overlap and are equivalent within uncertainties, so we interpret that the accumulated fault slip postdates the abandonment and incision of T2. The ~ 3-m-high knickpoint east of the fault adjacent to the plunge pool (Fig. S2a) and ~ 5-m vertical displacement of T2 across a fault scarp (Fig. S3a and profile 6 in Fig. S4) suggest a



vertical/horizontal displacement ratio of  $\sim 1/60$  and thus predominant strike-slip motion along the Liquiñe Fault.

The abandonment age of terrace T2 provides a time constraint to estimate a slip rate for the Liquiñe Fault. The Neltume tuff has been associated with the largest eruption of the Mocho-Choshuenco volcano in post-glacial times (Rawson et al., 2015), which likely triggered widespread hillslope processes impacting sediment transport dynamics and possibly causing the onset of aggradation at the Liquiñe site and deposition of the T2 conglomerate. This phase of aggradation was superseded by soil formation implying a shift in the depositional environment likely by fluvial incision shortly before deposition of the Huilo tuff. The orthogonal directions of paleocurrents in T1 and T2, the linear and steep hillslope interpreted as a shutter ridge exposed on the western fault block between T1 and T2 (Fig. 5.3a), as well as the similar displacements recorded by the T2 riser and the present-day bedrock channel suggest that the abandonment of T2 predates fault displacement. Therefore, the abandonment age of T2 could be considered a maximum temporal marker to estimate a fault slip rate. Fluvial incision reset the geomorphic strain marker of dextral slip along the Liquiñe Fault, and therefore by considering the  $9.0 \pm 0.1$  ka age of T2 abandonment and  $170.0 \pm 11.6$  m of mean offset, we estimate a slip rate of  $18.8 \pm 2.0$  mm/year (95% confidence) for the Liquiñe Fault (Fig. 5.6); the determination of uncertainties follows the method of Ref.31. This rate should be considered a minimum estimate assuming that all the displacement was accumulated after T2 abandonment, as suggested by similarities in displacement of the T2 riser and bedrock channel; alternatively, it should be considered a maximum value if displacement was recorded prior to T2 abandonment, although this assessment is not supported by field observations.



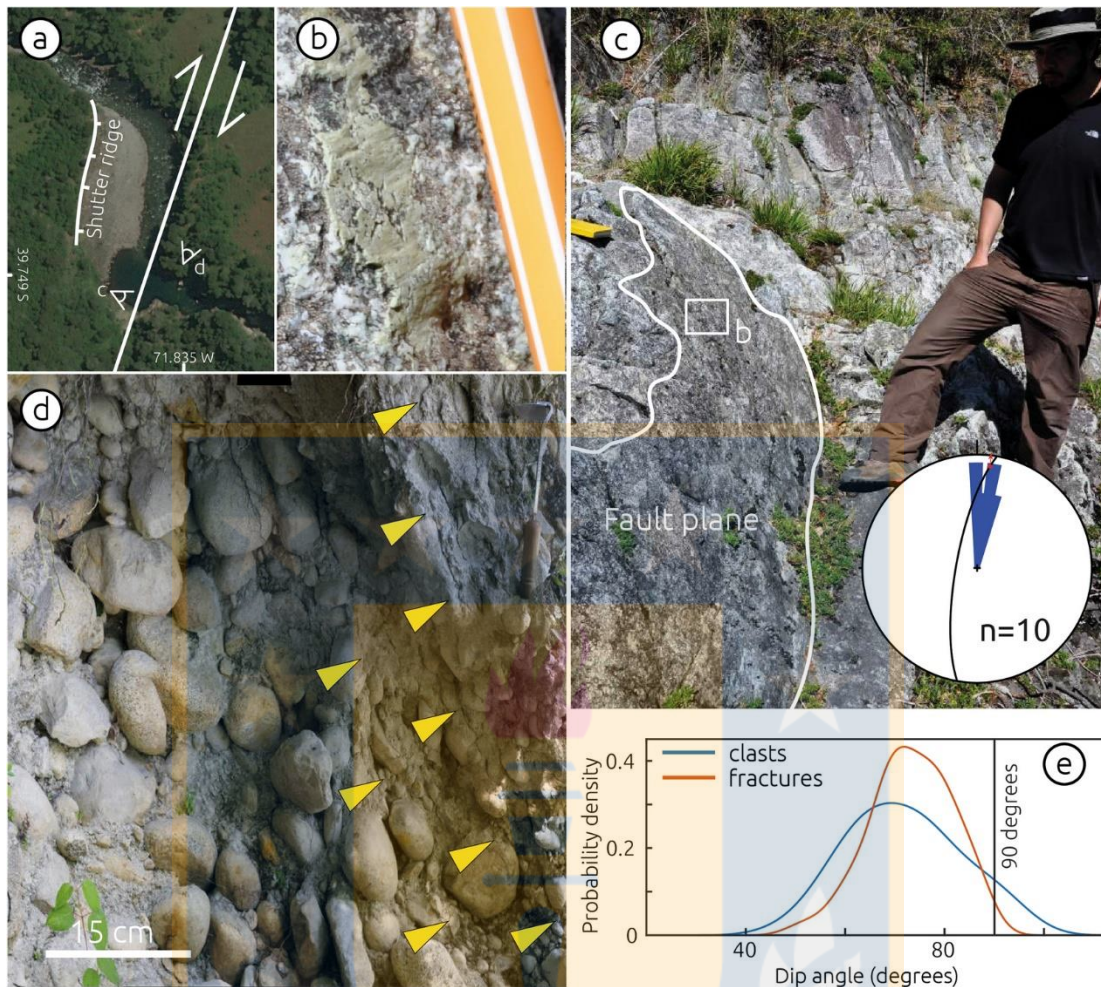


Figure 5.5 Field evidence of strike-slip faulting at the Liquiñe Site. (a) Satellite image showing location of field views in panels (b), (c) and (d), as well as trace of the Liquiñe Fault and extent of shutter ridge. (b) Detailed view of subhorizontal slickenside in fault plane shown in (c). (c) Fault planes affecting granitic bedrock. Rose diagram shows distribution of fault strike measurements ( $n = 10$ ), constructed using Stereonet v. 11 (<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>). Black circle and red arrow show stereographic projection of the fault plane and slickenside lineation shown in b, constructed using FaultKin v. 8 (<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin.html>). (d) Field view looking north of shear zone affecting conglomerates of terrace T2. Yellow arrows show trans-granular fractures affecting matrix and clasts. (e) Probability density functions of fractures and rotated clasts dips within the shear zone in (c). Probability density functions calculated using 64 and 39 measurements of clast long axes and fractures, respectively, from east to west, using MATLAB R2017a ([www.mathworks.com](http://www.mathworks.com)). Figure drafted using Inkscape 1.0 ([www.inkscape.com](http://www.inkscape.com)).

### 5.3 Discussion: millennial strain localization and slip behaviour

Our slip rate implies that  $\sim 82\%$  of the trench-parallel component of oblique plate convergence has been accommodated along the Liquiñe Fault strand during the Holocene. The fault is apparently associated with scattered shallow microseismicity (Sielfeld et al., 2019) and located at about the centre of the  $\sim 30$ -km-wide LOFS. Therefore, at the Holocene timescale, most of the margin-parallel component of oblique convergence appears to have been accommodated within a narrow zone associated with a single fault strand, implying a high degree of slip partitioning and strain localization at millennial time scales.

We mapped the Liquiñe Fault as a continuous structure for a length of 32 km between the Las Pampas and Pirehueico lakes using deformed geomorphic features (Fig. 5.2). The northern end point of the Liquiñe Fault is marked by its intersection with the ~ 50-km-long, NW–SE oriented Villarica-Quetrupillán-Lanín volcanic alignment (Fig. 5.2), which has been associated with an underlying ~ 350-km-long sinistral fault (Melnick & Echtler, 2006c). To the south, the Liquiñe Fault loses its geomorphic expression across the Pirehueico Lake (Fig. 5.2). The length of the Liquiñe Fault and the 12-km thickness of the seismogenic layer (Sielfeld et al., 2019) suggest a fault area of 384 km<sup>2</sup>, which may generate a Mw 6.4 earthquake based on empirical relationships (Thingbaijam et al., 2017). However, the fast Holocene slip rate would imply a recurrence interval of ~ 24 years for such earthquakes (i.e., Thingbaijam et al., 2017), which is unlikely based on the lack of historical earthquakes along this segment, and inconsistent with the ~ 2-kyr recurrence rate of LOFS-earthquakes at Aysén (Wils et al., 2018). The Liquiñe Fault could be kinematically linked with the Los Guindos Fault (Maldonado et al., 2021) that extends farther south with an end point at the Cauille Volcanic complex, which would imply a combined length of ~ 100-km and Mw ~ 7.0 earthquakes every ~ 150 year (Fig. S9; Thingbaijam et al., 2017). However, such a scenario is not supported by the 500-year-long historical record. It is unlikely that large LOFS-earthquakes ruptured across volcanic complexes such as Cauille and Villarica-Quetrupillán-Lanín because of the lack of surface evidences and high heat flow associated with active volcanism (these are among the most active volcanoes in Chile). Assuming a recurrence rate of 500 years, which would exceed the length of historical records requires Mw ~ 7.3 earthquakes involving slip of > 9 m and a rupture length of ~ 220 km to account for the millennial slip rate (Fig. S9). The latter case is unlikely as the geomorphic signature of such large magnitudes of slip would be evident in the landscape.

An alternative explanation for the fast millennial slip rate and the lack of significant historical earthquakes along the Liquiñe Fault is that part of the slip may be accommodated aseismically by fault creep. This hypothesis could be tested further by a dedicated geodetic experiment. Aseismic fault creep may explain the lack of historical earthquakes in this part of the LOFS and the relatively moderate (Mw < 6.2) magnitude of earthquakes along the entire LOFS, but requires further field evidence. Widespread

hydrothermal activity and volcanism along the LOFS may provide the mechanical conditions for fault creep. Large strike-slip fault systems such as the San Andreas and North Anatolian faults are associated with creeping segments similar in extent and slip rate to the Liquiñe Fault (Scott et al., 2020; Yamamoto et al., 2019). Given that moderate earthquakes have occurred along strike-slip faults associated with aseismic slip (Harris, 2017), we cannot discard the possible occurrence of a  $M_w \sim 6$  event along the Liquiñe Fault, and possibly also along other, similar fault strands of the LOFS that exhibit evidences of slip during the Holocene. Such a potential scenario needs to be incorporated into future evaluations of seismic hazards and associated risks.

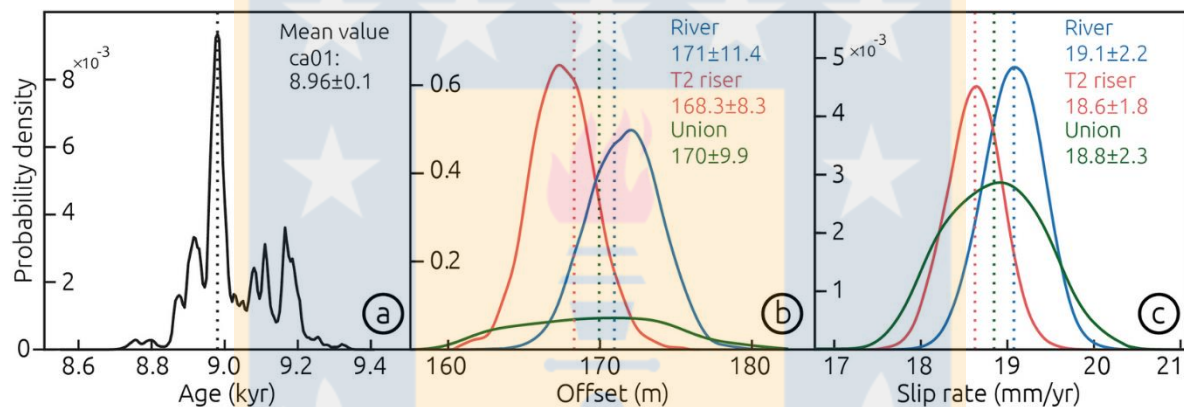


Figure 5.6 Slip rate of the Liquiñe Fault. (a) Probability distribution of the minimum abandonment age of T2 from OxCal modelling (Fig. S7). (b) Probability distribution for displacement estimates using T2, the bedrock river channel, and their union. C, Slip-rate distributions estimated using the method of Zechar & Frankel (2009) and MATLAB R2017a ([www.mathworks.com](http://www.mathworks.com)).

## 5.4 Methods

### 5.4.1 Digital terrain model, geomorphic mapping, and fault-slip estimates.

In order to map deformed geomorphic features at the densely-vegetated Liquiñe Site, we obtained a 50-cm-resolution Digital Terrain Model (DTM) using a terrestrial laser scanner and a differential GNSS system (for details see supplementary text S1 and Figs. S1 and S2). Mapping of deformed geomorphic features was carried out in the field using the DTM and satellite imagery, focused on fluvial terraces and fault-related features (scarps, shutter ridge, knickpoints) (Figs. 4.3, 4.5, S2, S3). For detailed mapping of the fluvial terraces, we used a Surface Classification Model (SCM), a semi-automatic algorithm to detect and map low-relief and gently-sloping areas commonly associated with terraces from a DTM (Bowles & Cowgill, 2012). We calculated a SCM



map using slope and roughness thresholds of  $35^\circ$  and 0.8, respectively. In addition to mapping fluvial terraces, we levelled stratigraphic sections and measured the imbrication of fluvial clasts to infer paleocurrent directions using a clinometer in the field (Figs. 4.3b and S6). We surveyed 26 clasts in terrace T1 and 18 at each of the three sites in T2 (squares in Fig. 5.3b).

To estimate horizontal fault slip, we used two geomorphic markers, i.e., the modern thalweg and the riser of terrace T2. These offset markers were first identified and mapped at both sides of the fault in the field and then digitized using the DTM and satellite imagery as points (Fig. 5.2). In a second step, we estimated linear regressions from the mapped points and extrapolated them to the intersection with the Liquiñe Fault (Fig. 5.2). To estimate the associated uncertainties in the extrapolation, we obtained probability density functions from a bootstrap analysis of the linear regression coefficients using 10,000 samples. In order to further assess the role of epistemic uncertainties that may arise from the operators mapping geomorphic markers as well as the mapping resolution, we performed the same bootstrap analysis but in addition we randomly removed points from the digitized geomorphic markers. We removed random points progressively until diminishing the number of points by 50%. The results of this error simulation show that the mean offsets changed by only 0.2% and uncertainty estimates increase by 8% when 50% of the points are removed (Fig. S8).

#### 5.4.2 Tephrochronological correlations and age model.

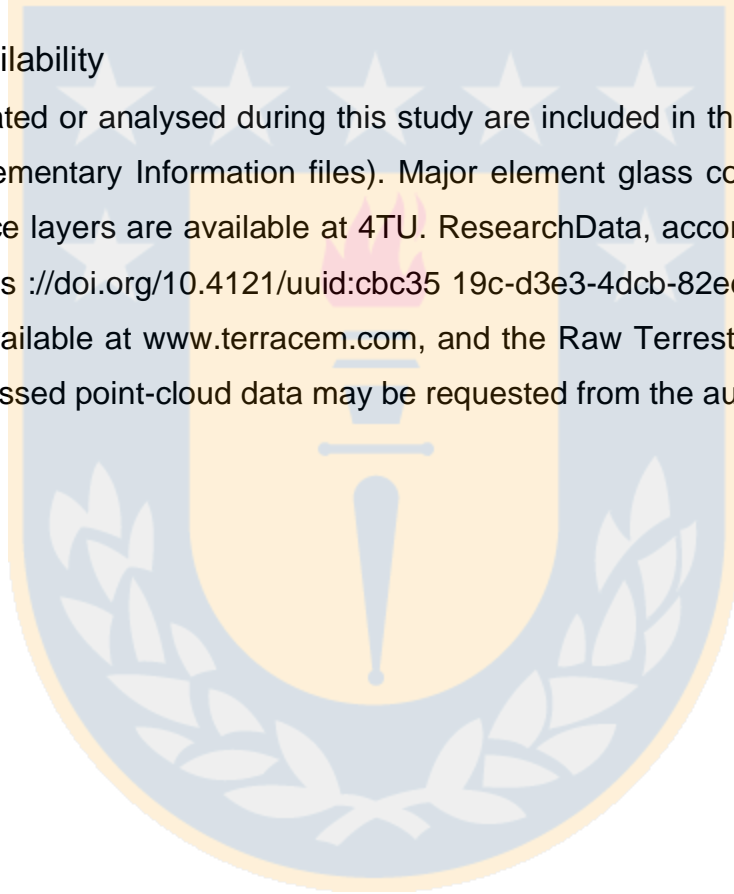
In order to assess the age of the deposits associated with terrace T2 and infer its abandonment age, we collected samples from the pumice layers in units A and C for tephrochronologic analysis (Table S2, Figs. 4.3c, e, S6), and a charcoal sample from the soil horizon at the top of unit B for radiocarbon dating (Table S1). For tephrochronology, we determined major element glass compositions with a JEOL JXA-8200 wavelength dispersive electron microprobe equipped with five spectrometers at the Institute of Geosciences, Potsdam University, and correlated this information with published geochemical characteristics of tephra deposits related to post-glacial eruptions of the Mocho-Choshuenco volcano, which reached the Liquiñe Site (Rawson et al., 2015) (Table S2, Figs. S5, S6 and S7). The results of the tephrochronologic



correlations suggest that the Neltume and Huilo pumices are present in the deposits of T2. Table S2 and Figure S6 shows our results and the glass geochemical data of glasses from the Neltume and Huilo tephras. The tephrochronological results are validated by the radiocarbon age of the charcoal fragment (Table S1). To estimate the age of abandonment of T2, we combined our radiocarbon age with published ages of the Neltume and Huilo pumices (Table S1) in an OxCal model (using OxCal V4.3 by Ramsey (2017)) and the ShCal13 curve (Hogg et al., 2013), obtaining a modelled age of  $8.96 \pm 0.1$  cal ka BP for the charcoal fragment (Table S1, Fig. S7).

### 5.5 Data availability

All data generated or analysed during this study are included in this published article (and its Supplementary Information files). Major element glass compositions for the sampled pumice layers are available at 4TU. ResearchData, according to FAIR Data standards (<https://doi.org/10.4121/uuid:cbc3519c-d3e3-4dcb-82ed-cdfce0621434>). The DTM is available at [www.terracem.com](http://www.terracem.com), and the Raw Terrestrial Laser Scanner data and processed point-cloud data may be requested from the authors.



# Capítulo 6: Discusión general

## 6.1 Evolución del paisaje de los Andes Patagónicos (40.5°S-39°S) durante el Cuaternario: interacción entre procesos superficiales y tectónica.

Dentro del área de estudio, las formas de relieve glacial son fácilmente identificables. Una de las principales son los valles en U. El desarrollo de valles glaciares principales a lo largo de trazas del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO), valles en U interrumpidos, y/o desplazados por trazas principales del SFLO (valle Fuy), así como también valles glaciares mayores deflectados por trazas del SFLO (valle Liquiñe) dan cuenta del desarrollo de las formas glaciares en estrecha relación con la actividad del SFLO, y que este sistema tendría expresión en la topografía con anterioridad al desarrollo de estos. En algunos casos los valles glaciares exhiben desplazamientos kilométricos a cargo de trazas del SFLO. Considerando las tasas de deslizamiento propuestas para el SFLO a escala de miles de años, o incluso del Plioceno (Rosenau et al., 2006), estos desplazamientos no pueden ser explicados por actividad del SFLO posterior al último máximo glacial, sugiriendo que parte de esta deformación sería anterior al último máximo glacial. De acuerdo con Prasicek et al. (2015), la preservación y extensión de las formas glaciares en orógenos activos es controlada por las tasas de alzamiento; altas tasas de alzamiento facilitan la inversión del relieve (de glacial a fluvial) y restringen la extensión de las formas glaciares. Thomson (2002) sugiere tasas de alzamiento de 1 mm/año para el Cenozoico tardío en los Andes Patagónicos. Mientras que, Glodny et al. (2008) presenta tasas de exhumación pliocenas entre los 38°S y los 39.5°S, que aumentan hacia el sur desde 0.1 a 1 mm/año, y atribuyen este gradiente a la acción de los ciclos glaciares dado que no se observan variaciones longitudinales en las tasas estimadas. Adicionalmente, Leon et al. (2021) sugieren que las tasas de exhumación son máximas en el centro del orógeno y los mayores gradientes coinciden con la ubicación del SFLO. Para el área de estudio, Astudillo-Sotomayor et al. (2021) estimaron que, a escala de miles de años, la Falla Liquiñe presenta una relación de deslizamiento vertical/horizontal de 1:60, equivalente a una tasa de alzamiento de 0.3 mm/año. De esta forma, el alzamiento

tectónico en el área de estudio durante el Holoceno, e incluso durante el Cuaternario, habría sido lento, lo que permite preservar las formas relieve glacial y, al mismo tiempo, facilita el desarrollo de nuevas masas de hielo (Prasicek et al., 2015). Teniendo esto en consideración, es probable que las formas de relieve estudiadas representen la acción acumulada de más de un ciclo glacial.

El desarrollo de la red de drenaje también da cuenta de la fuerte impronta glacial, aun persistente, en el paisaje. Las morrenas frontales ubicadas en el frente de montaña facilitan el desarrollo de lagos que constituyen un nivel de base entre los 100 y 200 m s.n.m. (Figura 3.3a).

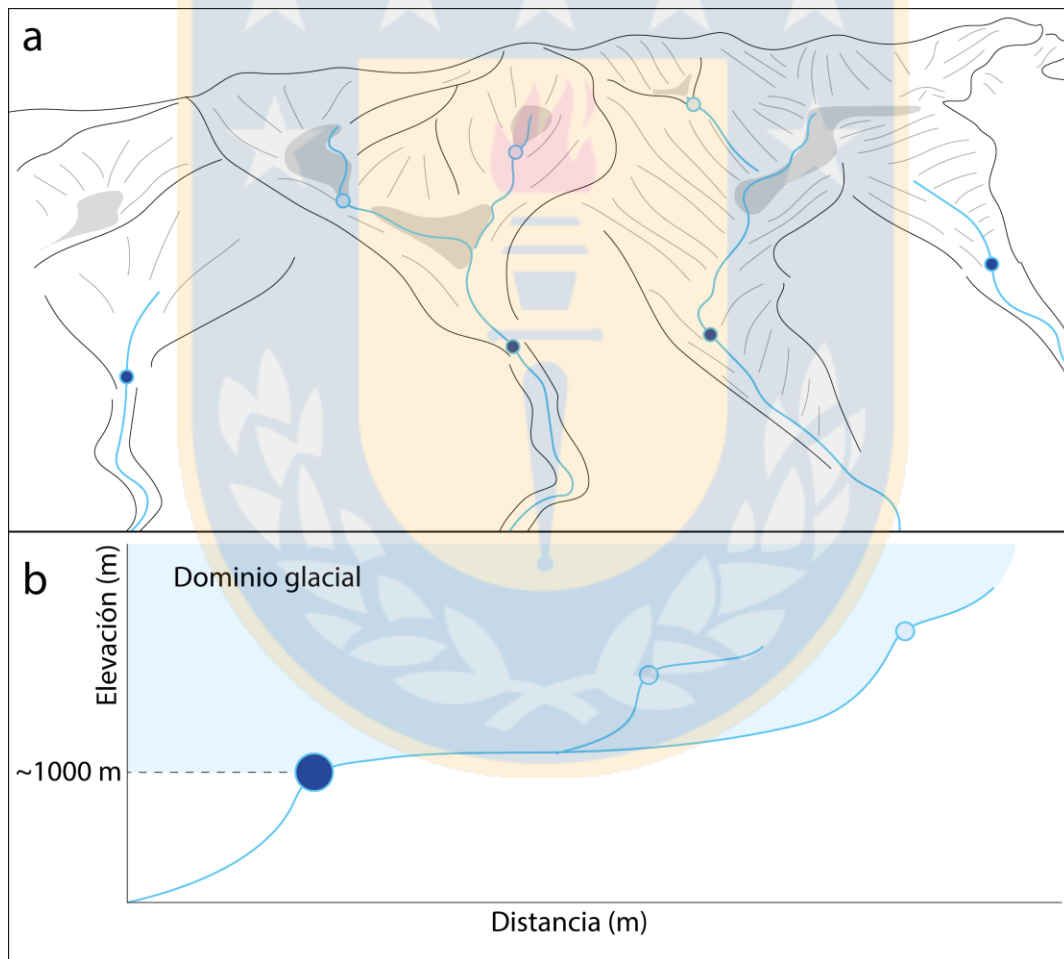


Figura 6.1 Knickpoints de origen glacial y su impacto en la red de drenaje. a) Diagrama mostrando la distribución de los knickpoints en los valles glaciares colgados. Knickpoints de color azul marcan la transición entre el dominio fluvial y glacial, los knickpoints asociados al retroceso de la masa de hielo dentro del valle colgado se presentan de color gris. b) Perfil longitudinal esquemático para representar la distribución de los dos tipos de knickpoints mostrados en a. Notar que la ubicación de los knickpoints asociados a la transición fluvio/glacial se ubican cerca de los 1000 m s.n.m.

Los perfiles longitudinales de los ríos estudiados presentan *knickpoints* a lo largo de su curso, sugiriendo que la red de drenaje no se encuentra en equilibrio. Los *knickpoints* migran aguas arriba, marcando un cambio en los perfiles longitudinales de los mismos (Figura 6.1b). La mayoría de los *knickpoints* identificados en la red de drenaje de las cuencas estudiadas se concentran en elevaciones de ca. 1000 m s.n.m., y coinciden con la transición entre el dominio fluvial y glacial (Figura 3.3b), y están asociados a valles glaciares colgados (Figura 6.1). Los *knickpoints* identificados a mayor elevación se encuentran en el dominio glacial, generalmente en valles glaciares colgados menores, y podrían estar asociados al retroceso glacial paulatino dentro de estos valles (Figura 6.2; Valla et al., 2010). *Knickpoints* en este dominio que coincidieran con trazas de fallas estudiadas están dados por los asociados a la Falla Liquiñe en la laguna Las Pampas (Figura 3.8b y sección 4.4.1.2). En lo que respecta al dominio fluvial, se identificaron *knickpoints* que pueden ser asociados a diferentes procesos. *Knickpoints* que coinciden con la traza de fallas estudiadas sin cambios litológicos contrastantes se asocian a procesos tectónicos; como los identificados en las cuencas del Lago Maihue y Villarrica, asociados a las fallas Los Guindos y Palgún, respectivamente (Figuras 3.6b y 3.10b, respectivamente). Adicionalmente, se identificaron *knickpoints* que coinciden con la traza de algunas fallas no estudiadas, pero con actividad reciente según el Catálogo de Fallas Activas Chilenas (Maldonado et al., 2021), como el caso de la Falla Pirihueico-Reigolil, tanto en la cuenca Liquiñe, como en la cuenca Pucón (Figuras 3.8b y 3.10b, respectivamente). *Knickpoints* asociados a procesos de captura en las cuencas también pudieron ser identificados, un ejemplo de esto está dado por el *knickpoint* ubicado en la transición entre el curso inferior del valle Pillanleufú y la Pampa Pilmaiquén (Figura 3.5a).

El análisis de *ksn* de la red de drenaje muestra zonas de valores elevados que coinciden con trazas del SFLO, como ocurre en la cuenca Liquiñe (Figura 3.8c). Sin embargo, en la mayoría de los casos, los valores elevados de *ksn* hacen referencia a la transición fluvio/glacial marcada por los *knickpoints* anteriormente mencionados. De esta forma, se pudo establecer que el principal agente en el modelado del paisaje actual es la glaciación, ejerciendo control en el desarrollo de la actual red de drenaje (e.g., lagos en morrenas frontales). La intensa erosión glacial desarrolla relieve que,



en algunos casos, supera los mil metros. Sumado a lo anterior, la lenta respuesta de la red de drenaje, asociada a las bajas tasas de alzamiento, son responsables de que aún se preserven.

La Faja Corrida y Plegada Guañacos (Jagoe et al., 2021), en los Andes Neuquinos (37°S.38°S), es una zona donde procesos tectónicos, volcánicos, glaciares y fluviales interactúan, sin embargo, no es claro el impacto de cada uno de estos en la evolución del paisaje. Esta zona se encuentra la zona transicional entre los Andes Centrales y los Andes Patagónicos y es caracterizada por actividad tectónica reciente asociada a alzamiento orogénico desde el Neógeno (Folguera et al., 2004). Jagoe et al. (2021) realizaron un estudio de la hipsometría de las cuencas, la distribución de *knickpoints* y *ksn* en el área el cual sugiere que la red de drenaje se encuentra en desequilibrio producto de procesos de remoción en masa y estructuras activas, concluyendo que el paisaje de la faja corrida y plegada de Guañacos es controlado principalmente por erosión glacial y procesos de deslizamiento de rocas haciendo difícil identificar el efecto de actividad tectónica cuaternaria. Adicionalmente, las y los autores proponen que existen grandes diferencias en los resultados obtenidos en las cuencas afectadas por procesos glaciares y las que son dominadas por procesos netamente fluviales. De manera similar, en el área de estudio la fuerte impronta glacial en el paisaje y las bajas tasas del alzamiento hacen difícil identificar de manera clara y a gran escala señales asociada a actividad tectónica en el área. Esto puede deberse a los efectos de la erosión glacial mencionados anteriormente, y en gran parte al carácter, principalmente, transcurrente del SFLO. a pesar de lo anterior, el análisis morfométrico permite identificar lugares donde la actividad de estructuras ha ejercido control en la red de drenaje, aunque de manera acotada.

## 6.2 Definición de fallas neotectónicas en el área de estudio

En cuanto a la actividad holocena del SFLO en el área de estudio, se estableció que, durante este periodo, la deformación fue conducida por estructuras con cinemáticas y orientaciones diversas. Fallas normales de rumbos NS y NW, fallas dextrales con orientación NNE, y fallas inversas de orientación NE, estuvieron activas durante este periodo; la mayoría de las fallas neotectónicas identificadas y caracterizadas en esta

tesis (Capítulo 4) corresponde a estructuras que han operado también en el largo plazo en esta porción del arco (Pérez-Flores et al., 2016; Rosenau et al., 2006). Con esto, es posible sugerir que la actividad neotectónica de las fallas de esta porción del intra-arco es compatible con el campo de estrés transpresivo dextral de orientación NE que se ha propuesto para el margen chileno entre los 42°S y los 37°S (Lavenu & Cembrano, 1999). Sumado a lo anterior, considerando lo que se sabe acerca del comportamiento holoceno del SFLO en la zona de Aysén (De Pascale et al., 2021; Vargas Easton et al., 2013; Villalobos et al., 2020; Wils et al., 2018), es esperable que el SFLO completo, así como estructuras NE y NW subsidiarias, hayan presentado actividad durante el Holoceno.

Para las fallas neotectónicas abordadas en esta tesis (Capítulo 4), los marcadores geomorfológicos caracterizados exhiben desplazamientos de varias decenas a algunas centenas de metros; esto sugiere que la actividad de las fallas del arco durante el Holoceno fue sostenida. Por otra parte, desplazamientos medidos en afloramientos alcanzan los 0.5 m, y podrían estar relacionados con eventos discretos de deslizamiento en las fallas (paleoterremotos). La geometría de las fallas sugiere que sismos  $M_w \sim 6.5$  podrían ocurrir en las fallas estudiadas y, eventualmente, se podría extrapolar a otras estructuras de características similares en el arco (e.g., Falla Neltume). Si bien no se encontró evidencia inequívoca de la ocurrencia de paleoterremotos (horizontes de evento; McCalpin & Nelson, 2009), la sismicidad instrumental que se ha reportado en el área (Pérez-Estay et al., 2020; Sielfeld et al., 2019) se concentra a lo largo de algunas de las trazas estudiadas u otras de orientación similar; esto último, sugiere que las fallas del intra-arco entre los 40.5°S y los 39°S serían, al menos parcialmente, sismogénicas. Lo anterior es consistente con lo que se ha propuesto para las trazas del SFLO que cruzan el fiordo de Aysén, las cuales habrían acomodado deformación de manera sísmica durante parte del Holoceno (Vargas Easton et al., 2013; Villalobos et al., 2020; Wils et al., 2018). La crisis sísmica de Aysén, en 2007, demuestra además que las fallas de intra-arco a los ~45°S han sido capaces de generar terremotos de magnitud moderada en tiempos recientes (Legrand et al., 2011). Con estos antecedentes para la zona de Aysén, resulta factible proponer que las fallas del intra-arco entre los 39°S y los 40.5°S, como

las aquí definidas y probablemente otras similares entre estas latitudes, han generado sismicidad con  $M_w \sim 6.5$  durante el Holoceno.

Considerando la profundidad de la zona sismogénica propuesto para la zona de estudio (Sielfeld et al., 2019), y el largo de la traza de las fallas estudiadas, se estableció que serían capaces de producir sismicidad con  $M_w$  5.5 a  $M_w$  6.8. Terremotos nucleados a lo largo de otras fallas corticales que acomodan convergencia oblicua, como los sismos  $M_w$  6.1 y  $M_w$  6.4 ocurridos en 2013 y 2016, respectivamente, a lo largo del segmento norte de la Gran Falla de Sumatra (GFS; Muksin et al., 2019), o el sismo  $M_w$  7.9 ocurrido en la Falla Denali en Alaska (Haeussler et al., 2017), sugieren que el escenario planteado para el intra-arco de los Andes Patagónicos en el área de estudio es posible.

### 6.3 Relación entre fallas neotectónicas y el ciclo de terremotos de subducción.

Los terremotos de subducción pueden alcanzar magnitudes elevadas ( $M_w > 8.5$ ), e inducen una perturbación el campo de estrés en el área aledaña a la ruptura producto de la súbita liberación de energía (Qiu & Chan, 2019). La perturbación cosísmica inducida por los terremotos de subducción también afecta la tasas de sismicidad cortical, la cual aumenta días después de terremotos de subducción con  $M > 8.6$  dentro de un área de  $\pm 10^\circ$  de latitud y longitud con respecto al centroide de la ruptura (Gomberg et al., 2014). Así, el ciclo de terremotos de subducción puede modular la sismicidad cortical (Mitogawa & Nishimura, 2020). La reactivación de fallas de rumbo asociada a convergencia oblicua décadas después de un terremoto de subducción ha sido reportada para Japón (  $M$  7 1995 Kobe Earthquake; Pollitz & Sacks, 1997) y Alaska ( $M_w$  7.9 2002 Denali Earthquake; Bufe, 2006). Adicionalmente, en el margen convergente de Sunda, se estableció que la sismicidad  $M_w > 6$  reportada para la Gran Falla de Sumatra durante el siglo pasado estaría asociada a una serie de terremotos de subducción que tuvieron lugar en los siglos previos (Tauq Rae et al., 2022). Evidencia de reactivaciones de fallas durante la etapa intersísmica es escasa. Esto podría deberse a que el registro de sismicidad histórica cubre una porción muy corta de la fase intersísmica de las fallas corticales, y por esto se habrían detectado tan pocos terremotos durante este periodo (Aron et al., 2014). De esta forma, se podría

plantear que el ciclo de terremotos de subducción en el margen del sur de Chile tendría influencia sobre la actividad de las fallas en el arco.

Con el fin de estudiar la relación de este ciclo con las estructuras estudiadas en el arco, se realizaron modelos de cambio de estrés de Coulomb ( $\Delta CFS$ ) para las fases cosísmica e intersísmica. Los resultados sugieren que las fallas que presentan cinemáticas dextrales (fallas Liquiñe y Los Guindos; Figuras 4.2a y 4.4a) acumulan estrés durante ambas fases, lo que podría explicar las altas tasas de deslizamiento a escala de miles de años estimadas para este tipo de estructuras (e.g., Astudillo-Sotomayor et al., 2021; De Pascale et al., 2021). Por su parte, las fallas normales de rumbo NS solo se ven favorecidas por la fase cosísmica (Falla Caburgua Norte: Figura 4.7a). Finalmente, ninguno de los escenarios modelados puede explicar la ocurrencia de las fallas inversas con rumbo NE (fallas Palguín y Caburgua Este; Figuras 4.5 y 4.7a). La reactivación de estas estructuras podría ser explicada según uno de los tres escenarios siguientes: i) La distribución de deslizamiento del terremoto de Valdivia no es compatible con la orientación y cinemática de estas fallas. Terremotos desarrollados con distribuciones de deslizamiento diferentes al de Valdivia 1960, o en otro segmento de la falla de subducción podrían favorecer a la reactivación de estas estructuras. ii) Su reactivación podría deberse a cambios de estrés durante la etapa postsísmica. Según lo expuesto por Ding & Lin (2014), el  $\Delta CFS$  postsísmico asociado al terremoto de Valdivia aumenta de manera significativa en la zona de ruptura y lugares aledaños, y es incluso considerado como un factor que ayudó a gatillar el terremoto Mw 8.8 del Maule en 2010. Considerando lo anterior, el  $\Delta CFS$  asociado al postsísmico del terremoto de Valdivia en 1960 podría, fácilmente, haber incrementado la probabilidad de reactivación de fallas en el intra-arco. iii) Otra alternativa es que estas fallas no guarden relación con el ciclo de terremotos de subducción. Una fuente de deformación probable para la Falla Palguín podría ser la Zona de Falla Mocha Villarrica (ZFMV en Figura 6.2), una estructura compresiva sinistral de escala cortical (Melnick & Echtler, 2006c). De acuerdo con Cembrano & Lara (2009), la ZFMV correspondería a una estructura que se reactiva de manera independiente al campo de estrés transpresivo dextral dominante en el arco, modulando el ascenso de magmas. De esta forma, la



Falla Palguín actuaría como una estructura secundaria de la ZFMV, en el sentido del modelo presentado por Riedel (1929).

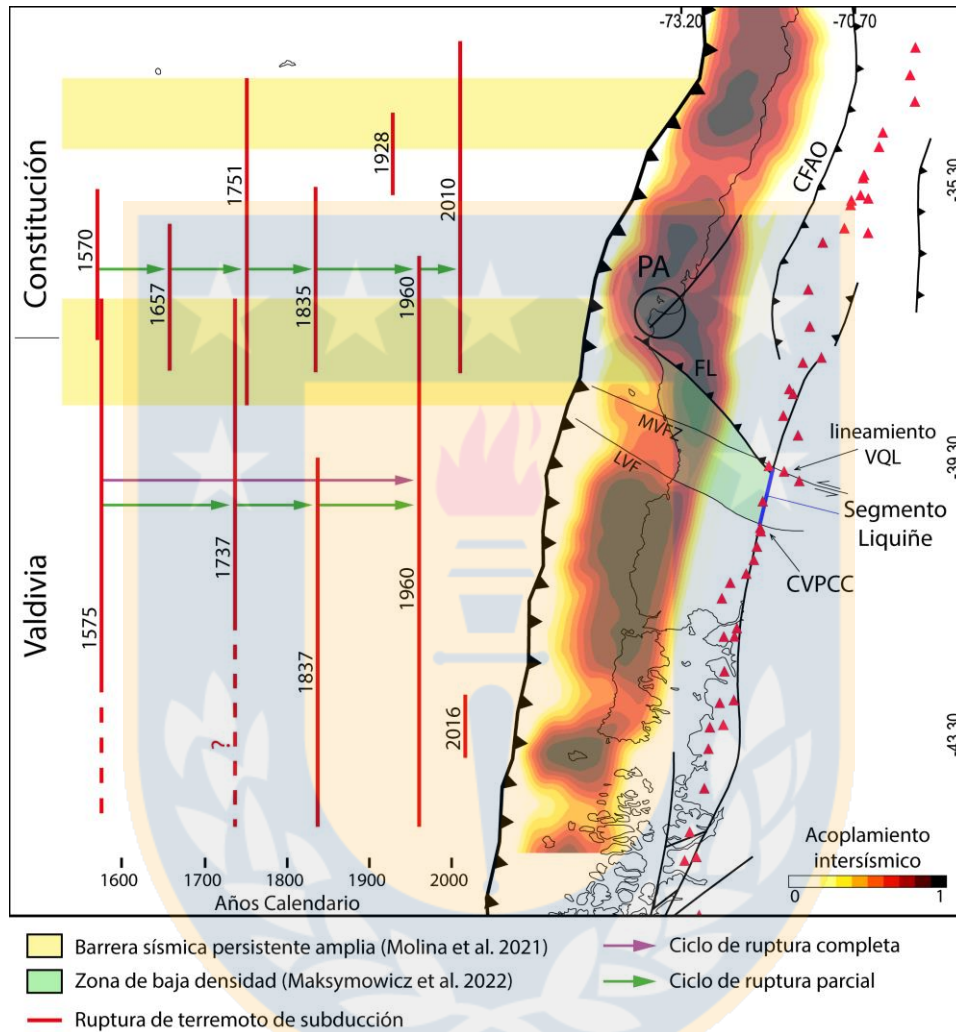


Figura 6.2 Diagrama que muestra la distribución de las rupturas prehistóricas de los segmentos Constitución y Valdivia y la ubicación de la barrera sísmica que separa dichos segmentos. La línea azul señala la extensión del Segmento Liquiñe. Largo de ruptura para terremotos de subducción tomadas de Philibosian & Meltzner (2020) después de Beck et al., 1998, Cisternas et al., 2005, Lange et al., 2018, Melnick et al., 2009 y Yue et al., 2014. Acoplamiento intersísmico de Moreno et al. (2011). VQL: Villarrica-Quetrupillán-Lanín; CVPCC: Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle. PA: Península de Arauco; FL: Falla Lanahue; ZFMV: Zona de Falla Mocha Villarrica; LVF: Lineamiento Valdivia Futrono; CFAO: Cabalgamiento Frontal Andino Occidental.

La segmentación de las rupturas de terremotos de subducción, así como su periodicidad, son complejas (Philibosian & Meltzner, 2020). Sin embargo, el estudio de los depósitos asociados a estos eventos permite estimar el largo de rupturas pasadas y reconocer patrones en la recurrencia de estos terremotos que son de gran utilidad en la delimitación de segmentos sismotectónicos (e.g., Cisternas et al., 2005). Dentro

de cada segmento, se puede establecer el área de ruptura mínima, máxima, y típica. La distribución y tiempos de recurrencia permiten establecer el patrón que estas rupturas presentan en el tiempo (Philibosian & Meltzner, 2020). La ruptura parcial de un segmento ocurre con una recurrencia mayor que una ruptura completa del mismo (M. Moreno et al., 2018), lo que se traduce en que el ciclo de los terremotos asociados a la ruptura completa de un segmento (e.g., Valdivia 1960; Figura 6.2) abarca varios ciclos de terremotos de rupturas parciales (e.g., Melinka 2016; Figura 6.2), y por esta razón se les designa como super ciclos (Figura 6.2; Philibosian & Meltzner, 2020). Para el margen del sur de Chile, la actividad sísmica continuada ha permitido definir los segmentos sismotectónicos Constitución y Valdivia (Figura 6.2; Lomnitz, 2004), cuyo límite se encuentra en la Península de Arauco (PA en Figura 6.2), considerada una barrera sísmica persistente producto del cambio abrupto en la composición del basamento (Melnick et al., 2009; Molina et al., 2021). De acuerdo con Molina et al. (2021), la segmentación friccional de la falla de subducción estaría fuertemente contralada por la composición del basamento de la placa superior, y dado que la composición del basamento es un rasgo atingente a la naturaleza misma de las rocas, segmentos definidos en base a estas diferencias serían persistentes a escalas de millones de años (tiempo geológico), ejerciendo control de primer orden en la evolución tectónica de la placa superior. En base a datos de rotaciones paleo magnéticas, Hernandez-Moreno et al. (2016) sugieren que el patrón de rotación observado en el arco, a escala de millones de años, estaría controlado por el grado de acoplamiento de la falla de subducción. El segmento del margen entre la Península de Arauco y el lineamiento Valdivia-Futroneo (LVF en Figura 6.2), corresponde a una zona de bajo acoplamiento intersísmico (Figura 6.2; Moreno et al., 2011), y se manifiesta en el arco como una zona de deformación angosta asociado a un SFLO débil (Hernandez-Moreno et al., 2016). Diferentes trabajos sugieren que las fallas débiles son propensas a experimentar deslizamiento asísmico (Collettini et al., 2009; Wintsch et al., 1995; Zoback et al., 1987). Para la escala holocena, se estableció que el SFLO concentra la deformación en una zona angosta (Astudillo-Sotomayor et al., 2021), lo que estaría en línea con el comportamiento propuesto para la escala de millones de años. El bajo grado de acoplamiento intersísmico exhibido en la falla de subducción (M. Moreno et

al., 2011) estaría vinculado con la baja densidad del ante arco en este segmento (Figura 6.2; Maksymowicz et al., 2022), y por lo tanto asumir que este comportamiento se mantenga a escala de millones de años resulta factible.

La Falla Lanalhue (FL en Figura 6.2) es una estructura de escala litosférica de larga data (Glodny et al., 2008) que puede ser trazada desde el antearco hasta el arco, asociada a la Zona de Falla Mocha-Villarrica (ZFMV en Figura 6.2; Melnick & Echtler, 2006), cuya traza coincide con el límite norte del Bloque Chiloé, con la ubicación de la PA y el extremo norte del SFLO (Figura 6.2; Melnick et al., 2009). Mientras que, en el arco, la ZFMV se presenta como una estructura mayor de cinemática transpresiva siniestral (Figura 6.2; Melnick & Echtler, 2006) sobre la cual se desarrolla el lineamiento volcánico Villarrica-Quetrupillán-Lanín (VQL en Figura 6.2). El segmento al sur de la ZFMV, las trazas del SFLO son claras y de gran longitud (e.g., Falla Liquiñe, Figura 5.1b), poseen una expresión morfológica marcada en el relieve, y desplazan valles y lagos de manera dextral a tasas de deslizamiento elevadas (e.g., Astudillo-Sotomayor et al., 2021). Por otro lado, en el segmento ubicado al norte de la ZFMV, la deformación inferida para las fallas es parcialmente extensional (fallas Caburgua Norte y Caburgua Este en Capítulo 4) y la expresión morfológica de estas es poco clara. La Falla Palguín se encuentra en el límite entre los dos segmentos descritos anteriormente, en los alrededores de la ZFMV, y podría corresponder a una estructura secundaria de esta falla mayor, acomodando deformación inducida por ella. La ZFMV corresponde a una estructura que se reactiva de manera independiente. Considerando lo anterior, y la evidencia de deformación reportada en esta tesis, se propone la definición del Segmento Liquiñe (Figura 6.2); un segmento del SFLO que se extiende entre el lineamiento VQL y el CVPCC. A pesar de no contar con evidencia de terreno de deformación al sur del Lago Maihue, la propuesta del límite sur del Segmento Liquiñe se hizo considerando que coincide con la traza del lineamiento Valdivia-Futroneo (Melnick & Echtler, 2006a). Este lineamiento ha sido propuesto como límite sur de la zona de baja densidad del antearco (Maksymowicz et al., 2022), y, por lo tanto, se puede asumir que marca una transición similar a la de la ZFMV. La traza principal del SFLO en este segmento estaría definida por las fallas Liquiñe y Los Guindos de

manera combinada, alcanzando un largo de aproximadamente 100 km, y podría generar terremotos de  $M_w$  7.0 (Astudillo-Sotomayor et al., 2021).

#### 6.4 Inferencias respecto a las tasas de deformación holocenas.

Recientemente, se han realizado estimaciones de tasas de deslizamiento para el SFLO a escala de miles de años. Para el Holoceno, Astudillo-Sotomayor et al. (2021) estimaron que la Falla Liquiñe (Figura 5.1b), al N de la Localidad homónima, acomodó desplazamientos dextrales una tasa de  $18.8 \pm 2.0$  mm/año durante los últimos 9 ka, considerando terrazas fluviales deformadas. Mientras que, en las inmediaciones del río Huemules ( $\sim 45.83^\circ\text{S}$ ), De Pascale et al. (2021) establecieron que una traza mayor del SFLO que varía entre 11 y 24 mm/año, basados en formas glaciares desplazadas. Sin embargo estas formas glaciares no fueron datadas y, por lo tanto, estas tasas son especulativas. Estas tasas de deslizamiento implican recurrencias de un par de decenas de años para sismos de  $M_w \sim 6.5$ , un escenario poco realista al tener en cuenta el registro de sismicidad histórica y la recurrencia de 2 ky estimada para trazas del SFLO en Aysén (Wils et al., 2018). Una forma de explicar las elevadas tasas de deslizamiento junto con la ausencia de sismicidad  $M_w \sim 6$  es con la existencia de una componente de deslizamiento asísmico.

Otros sistemas de fallas transcurrentes en el mundo presentan segmentos que acomodan sismicidad tanto de manera sísmica como asísmica; la Falla Chaman (FC), extendiéndose entre Afganistán y Pakistán, forma parte de un sistema de fallas transcurrentes de ca. 1000 km de largo responsable de acomodar parte de la deformación inducida por la colisión entre Eurasia e India (Dalaison et al., 2021). Los segmentos de la FC que presentan reptación asísmica también han sido lugar de los sismos de mayor magnitud registrados a lo largo de esta estructura ( $M_w$  5-5.6; Dalaison et al., 2021). La Gran Falla de Sumatra (GFS), por su parte, corresponde a un sistema de fallas dextral, desarrollado a lo largo de un arco volcánico activo, y acomodando la deformación inducida por la convergencia oblicua, de manera similar al SFLO. El segmento Aceh, ubicado el extremo norte de la GFS, presenta micro sismicidad ( $M_L \leq 4$ ) somera ( $< 16$  km) y ha nucleado sismos de  $M_w > 6$  (Muksin et al., 2019). Sin embargo, datos de GPS e InSAR, revelan que este mismo segmento



experimenta reptación asísmica hasta los primeros 10 km de profundidad (Ito et al., 2012; Tong et al., 2018). La Falla Filipina, por su parte, es una estructura transcurrente sinistral que acomoda parte de la convergencia oblicua entre las placas Filipina y Sunda (Fukushima et al., 2019). A lo largo del segmento central de esta falla, Fukushima et al. (2019) estimaron una tasa de deslizamiento asísmica de  $33 \pm 11$  mm/año a partir de datos InSAR. Sin embargo, a lo largo de este mismo segmento, ocurrió un terremoto de Mw 6.5 el año 2017. Considerando las estructuras mencionadas anteriormente, es probable que el SFLO presente este mismo comportamiento dual.

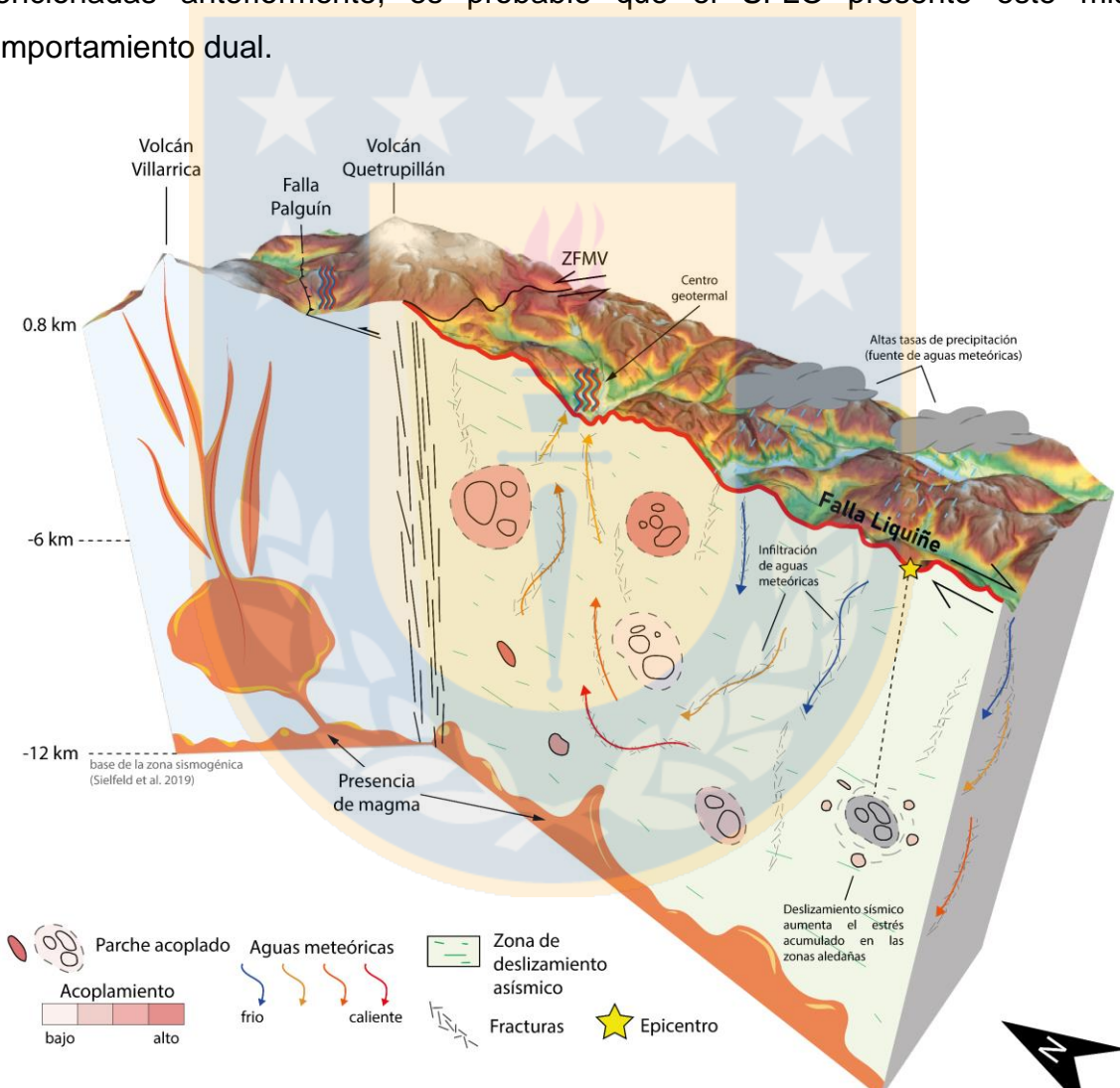


Figura 6.3 Diagrama esquemático de la Falla Liqueñe y su interacción con la Zona de Falla Mocha-Villarrica. El plano de falla de la Falla Liqueñe se compone de zonas de deslizamiento asísmico facilitado por la intensa circulación de fluidos hidrotermales. Las fracturas presentes en la roca aumentan la porosidad secundaria de la corteza incrementando el volumen de fluidos circulando. Parches aislados que acomodan deformación de manera sísmica. Estos parches acumulan estrés a medida que pasa el tiempo. Cuando un parche libera su energía acumulada (parche de color gris) aumenta el estrés en la zona aledaña. Este modelo podría extrapolarse a otras trazas NNE del SFLO desarrolladas en un contexto similar.

En los Andes Patagónicos, la actividad geotermal es facilitada por la presencia de estructuras que facilitan la circulación de aguas meteóricas a través de la corteza superior, y el clima lluvioso que facilita la recarga constante de los sistemas geotermales con aguas meteóricas (Figura 6.3; Sánchez et al., 2013). La fuente de calor de los sistemas geotermales desarrollados a lo largo de trazas del SFLO (e.g., Falla Liquiñe; Figura 6.3) es el elevado flujo calórico del arco, el cual es transferido por conducción a las aguas meteóricas en profundidad (Figura 6.3; Sánchez et al., 2013). Mientras que, en el caso de las fallas oblicuas al arco (e.g., ZFMV), Sánchez et al. (2013) estableció que la fuente de calor estaría controlada por la presencia de reservorios de magma alojados en los planos de falla a poca profundidad (Figura 6.3). Los sistemas de fallas desarrollados en rocas graníticas dominados por la presencia de aguas meteóricas pueden favorecer el desarrollo de filosilicatos, los que debilitan mecánicamente los planos de falla promoviendo el deslizamiento a bajas tasas de cizalle (Wintsch et al., 1995). Además, la presencia de fluidos en los planos de falla facilita mecánicamente la reptación asísmica al reducir el estrés normal efectivo necesario para producir deslizamiento (Avouac, 2015). En estos casos, la zona de falla actúa como una barrera en el flujo de los fluidos, concentrándolos a lo largo de esta (Fulton & Saffer, 2009). Así, la presión de fluidos elevada debilita la zona de falla de manera sostenida en el tiempo (Fulton & Saffer, 2009). Un ejemplo de este proceso está dado por la Falla San Andreas, la cual es mecánicamente debilitada por la constante presencia de fluidos derivados del manto (Fulton & Saffer, 2009). Por otro lado, la inyección episódica de magmas ha sido interpretada como responsable de la desestabilización de fallas críticamente estresadas por altas presiones de fluidos en las inmediaciones del volcán Sabancaya, Perú (MacQueen et al., 2020). Este mismo fenómeno es considerado responsable de gatillar la crisis sísmica de Aysén en 2007 (Legrand et al., 2011). De esta forma, podemos especular que las fallas NNE del SFLO (e.g., Falla Liquiñe) estarían debilitadas mecánicamente por la continua presencia de aguas meteóricas en su interfaz, y la micro sismicidad registrada correspondería a parches bloqueados discretos (Figura 6.3). Eventos sísmicos de magnitudes moderadas a altas ( $M_w \geq 6$ ) ocurrirían asociados a la inyección de magma en los

centros volcánicos, siempre y cuando las fallas afectadas se encuentren suficientemente estresadas.

La evidencia de deformación holocena continental recabada ha permitido, por un lado, aportar a la comprensión de la actividad holocena de las fallas en la zona de estudio. Por otro lado, permite sugerir que esta actividad está modulada por la interacción con procesos superficiales y endógenos a diferentes escalas temporales. Respecto a esto último, Rawson et al. (2016) presenta un modelo para explicar la respuesta del arco magmático a la deglaciación, usando como caso de estudio el volcán Mocho-Choshuenco (MCh en Figura 3.1). Este modelo consta de 4 fases y abarca todo el periodo de tiempo transcurrido entre el retroceso de la masa de hielo y el presente (ca. 18 ka). El modelo considera una fase sin glacial caracterizada por una tasa eruptiva muy baja o nula asociada a la acumulación y evolución del magma en las cámaras magmáticas. Luego, la fase de evacuación ocurre cuando la masa de hielo retrocede; la descompresión vertical de la corteza gatilla grandes erupciones explosivas (e.g., Neltume del volcán Mocho-Choshuenco) y la tasa de erupción alcanza valores elevados. A continuación, durante la etapa de relajación, disminuye la tasa de erupción, la composición del magma se vuelve intermedia/máfica, y ocurre la recarga de las cámaras magmáticas con magmas máficos. Finalmente, en la etapa de recuperación la actividad volcánica aumenta nuevamente. El aumento en la actividad volcánica, y por lo mismo la inyección de magma en la corteza superior, durante las fases de evacuación y recuperación, coinciden temporalmente con la ocurrencia de enjambres sísmicos tipo Aysén durante el Holoceno temprano y tardío (Wils et al., 2018), dando sustento a la relación entre la actividad volcánica y sísmica en el arco. De esta forma, los ciclos glaciares tendrían control directo en la tasa de actividad volcánica en el arco de los Andes Patagónicos, y, por añadidura en la actividad sísmica del SFLO.

El arco de los Andes Patagónicos, entre los 39°S y los 40.5°S, preserva evidencia clara de deformación holocena a cargo del SFLO y fallas secundarias, de orientación NE a NW. Esta evidencia se encuentra espacial y temporalmente asociada a formas del relieve glaciario cuaternarias. El estudio de la orientación de los valles glaciares mayores indica que estos se desarrollaron bajo influencia del SFLO durante más de un ciclo glaciario. Valles glaciares descabezados, desplazados, o cortados por otros valles en U, sugieren que las formas de relieve glaciario son heredadas y representan más de un ciclo glaciario.

El análisis de los perfiles de ríos indica que la impronta glaciario en las cuencas todavía es muy fuerte, sugiriendo que el cambio de relieve glaciario a fluvial es lento, dando sustento a la idea de formas de relieve glaciario heredadas. La distribución de *knickpoints* en los ríos sugiere que la actividad de las fallas durante el Holoceno se ve reflejada en la red de drenaje y permite inferir fallas con actividad reciente.

La evidencia de deformación reportada consiste en marcadores estratigráficos y geomorfológicos que exhiben desplazamientos a escala de centímetros a centenas de metros. El control de edades permite establecer que la deformación es más joven que 14 ka. Lo anterior, ha permitido definir las fallas neotectónicas Los Guindos (rumbo NNE y cinemática dextral), la falla Liquiñe (rumbo NNE y cinemática dextral), la falla Palguín (rumbo NE y cinemática inversa), la falla Caburgua Norte (rumbo NS y cinemática normal), y la falla Caburgua Este (rumbo EW y cinemática normal). Estas serían capaces de producir sismos de Mw 5.5 a Mw 6.8.

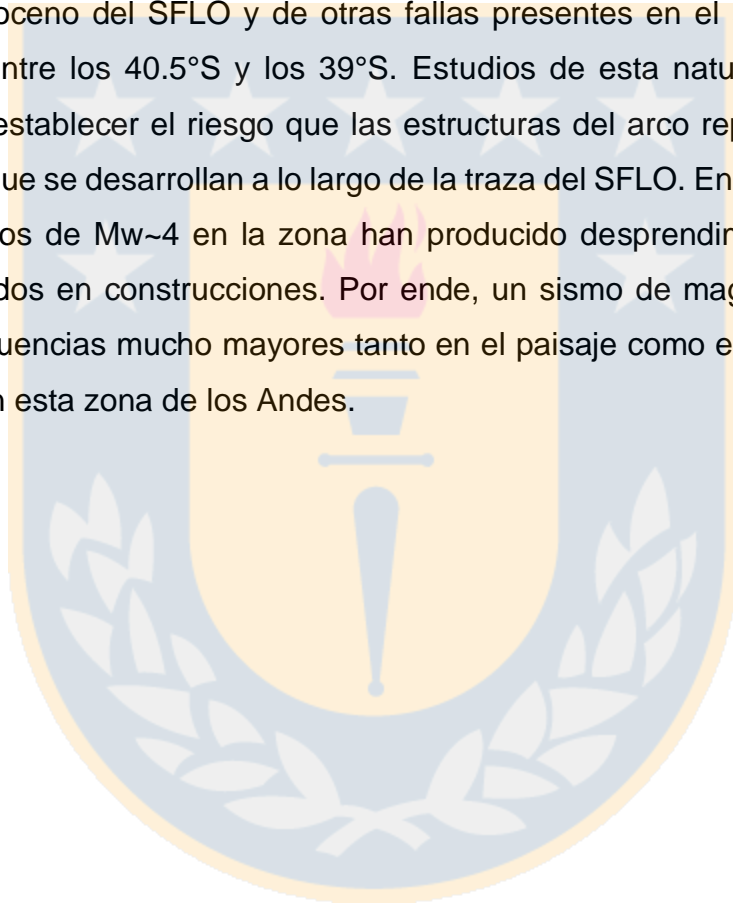
La deformación inducida por el ciclo de terremotos de subducción aumenta el estrés en las fallas del arco, incrementando la posibilidad de un sismo en estas últimas.

Se estimó una la tasa de deslizamiento de  $18.8 \pm 2.0$  mm/año para los últimos 9 ka, la Falla Liquiñe. Esta tasa sugiere que la partición de la deformación entre el SFLO y la falla de subducción durante el Holoceno fue alta, con el SFLO acomodando ca. 82% de la componente paralela al margen del vector de convergencia, concentrando la



deformación en una sola traza a escala de miles de años. Considerando la tasa de deslizamiento estimada y la capacidad de la Falla Liquiñe de producir terremotos  $M_w \sim 6$ , los tiempos de recurrencia serían de 25 años, lo que es inconsistente con el registro histórico de sismicidad y con la recurrencia de 2 ka propuesta por Wils et al. (2018). Debido a lo anterior, se sugiere que la Falla Liquiñe, y probablemente el SFLO en general, presentan una componente de deslizamiento asísmica considerable.

Con esta tesis se amplía el conocimiento que se tiene con respecto al comportamiento durante el Holoceno del SFLO y de otras fallas presentes en el arco de los Andes Patagónicos, entre los  $40.5^\circ\text{S}$  y los  $39^\circ\text{S}$ . Estudios de esta naturaleza pueden ser insumos para establecer el riesgo que las estructuras del arco representan para las comunidades que se desarrollan a lo largo de la traza del SFLO. En tiempos recientes, eventos someros de  $M_w \sim 4$  en la zona han producido desprendimientos de rocas y daños moderados en construcciones. Por ende, un sismo de magnitud cercana a 6 tendría consecuencias mucho mayores tanto en el paisaje como en la infraestructura desarrollada en esta zona de los Andes.



## Capítulo 8: Perspectivas

Replicar la metodología desarrollada en esta porción del arco en el segmento al sur de nuestra área de estudio (entre los 40.5°S y los 42°S), ubicado entre dos dominios para los cuales se cuenta con información neotectónica sobre el SFLO y fallas asociadas (39°S-40.5°S; 43.5°S-47°S), ayudaría a tener una imagen más completa del comportamiento holoceno de esta estructura. A pesar de la marcada impronta glaciaria en el relieve, el análisis de knickpoints en redes de drenaje permitiría identificar zonas de fallas activas. La implementación de otros índices geomorfológicos, tales como la asimetría de cuencas, o la orientación de estas, podría ser útil en este caso considerando que las tasas de deslizamiento a escala de miles de años sugieren una fuerte componente de rumbo para el SFLO. Para este segmento, se cuenta con una buena base de datos tefrocronológica (Alloway et al., 2017a and 2017b, 2017; Fontijn et al., 2016) y datos de sismicidad abundantes (Lange et al., 2008; Pérez-Estay et al., 2020). Lo anterior, complementado con información de terreno, permitiría definir nuevas fallas neotectónicas en dicho segmento, y, eventualmente, estimar tasas de deslizamiento holocenas para las mismas. La relación entre estas estructuras y el ciclo de terremotos de subducción, a su vez, podría evaluarse de manera similar a como se hizo para el Segmento Liquiñe. Sin embargo, la etapa postsísmica asociada a este evento debería ser considerada. Finalmente, conducir estudios geodésicos a lo largo de la traza de la Falla Liquiñe sería de gran utilidad para establecer si esta estructura acomoda deformación de manera asísmica, y de ser así, a que tasa.

# Capítulo 9: Referencias

- Allen, C. R. (1965). Transcurrent Faults in Continental Areas. In *Source: Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* (Vol. 258, Issue 1088).
- Allmendinger, R. W., & González, G. (2010). Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, 495(1–2), 93–110. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.019>
- Alloway, B. V., Moreno, P. I., Pearce, N. J. G., De Pol-Holz, R., Henríquez, W. I., Pesce, O. H., Sagredo, E., Villarosa, G., & Outes, V. (2017). Stratigraphy, age and correlation of Lepué Tephra: a widespread c. 11 000 cal a BP marker horizon sourced from the Chaitén Sector of southern Chile. *Journal of Quaternary Science*, 32(6), 795–829. <https://doi.org/10.1002/jqs.2976>
- Alloway, B. V., Pearce, N. J. G., Moreno, P. I., Villarosa, G., Jara, I., De Pol-Holz, R., & Outes, V. (2017). An 18,000 year-long eruptive record from Volcán Chaitén, northwestern Patagonia: Paleoenvironmental and hazard-assessment implications. *Quaternary Science Reviews*, 168, 151–181. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.011>
- Andrić-Tomašević, N., Falkowski, S., Georgieva, V., Glotzbach, C., Strecker, M. R., & Ehlers, T. A. (2021). Quantifying Tectonic and Glacial Controls on Topography in the Patagonian Andes (46.5°S) From Integrated Thermochronometry and Thermo-Kinematic Modeling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126(8), 1–37. <https://doi.org/10.1029/2020jf005993>
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329–334. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9)
- Arancibia, G., Cembrano, J., & Lavenú, A. (1999). Transpresión dextral y partición de la deformación en la zona de falla liquiñe-ofqui, aiséñ, chile (44-45°S). *Revista Geologica de Chile*, 26(1), 3–22. <https://doi.org/10.4067/S0716-02081999000100001>
- Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., Yáñez, G., González, G., & Yáñez, G. (2013). Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 724–739. <https://doi.org/10.1029/2012JB009339>
- Aron, F., Cembrano, J., Astudillo, F., Allmendinger, R. W., & Arancibia, G. (2014). Constructing

- forearc architecture over megathrust seismic cycles: Geological snapshots from the Maule earthquake region, Chile. *Bulletin of the Geological Society of America*, 127(3–4), 464–479. <https://doi.org/10.1130/B31125.1>
- Astudillo-Sotomayor, L., Cortés-Aranda, J., Melnick, D., & Tassara, A. (2018). Holocene deformation along the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chile: Field observations and geomorphic analysis, 9th Int. INQUA Meet. On Paleoseis., Act. *Tectonics and Archeoseism.(PATA), Possidi, Greece*.
- Astudillo-Sotomayor, L., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Cortés-Aranda, J., Tassara, A., & Strecker, M. R. (2021). Fast Holocene slip and localized strain along the Liquiñe-Ofqui strike-slip fault system, Chile. *Scientific Reports*, 11(1), 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-85036-5>
- Avouac, J. P. (2015). From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43(February), 233–271. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105302>
- Azañón, J. M., Galve, J. P., Pérez-Peña, J. V., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A., & Roldán, F. J. (2015). Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015>
- Bakun, W., Aagaard, B., Dost, B., Nature, W. E., & 2005, U. (2005). Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake. *Nature.Com*. [https://idp.nature.com/authorize/casa?redirect\\_uri=https://www.nature.com/articles/nature04067&casa\\_token=Ye7o3RNzqooAAAAA:OaS5RcvPHD\\_69iWHqOijjMUC7aa3hR-5nAcDHaXI5YslquyIlgAQUYd8D0mzq9D321v1o8Vo9fbcjqsxew](https://idp.nature.com/authorize/casa?redirect_uri=https://www.nature.com/articles/nature04067&casa_token=Ye7o3RNzqooAAAAA:OaS5RcvPHD_69iWHqOijjMUC7aa3hR-5nAcDHaXI5YslquyIlgAQUYd8D0mzq9D321v1o8Vo9fbcjqsxew)
- Bakun, W. H. (1999). Seismic activity of the San Francisco Bay region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(3), 764–784.
- Barrientos, S. E., Acevedo-Ardnguiz, P. S., & Acevedo-Aránquiz, P. S. (1992). Seismological aspects of the 1988-1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1–4), 73–87. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90075-O](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90075-O)
- Barrientos, S. E., & Ward, S. N. (1990). The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3), 589–598. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05673.x>
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., & Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction Askew et al zone. *Journal of South*



*American Earth Sciences*, 11(2), 115–129. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00005-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4)

- Bellier, O., & Sébrier, M. (1994). Relationship between tectonism and volcanism along the Great Sumatran Fault Zone deduced by spot image analyses. *Tectonophysics*, 233(3–4), 215–231. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90242-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90242-9)
- Bemis, S. P., Micklethwaite, S., Turner, D., James, M. R., Akciz, S., Thiele, S., & Bangash, H. A. (2014). Ground-based and UAV-Based photogrammetry: A multi-scale, high-resolution mapping tool for structural geology and paleoseismology. In *Journal of Structural Geology* (Vol. 69, Issue PA, pp. 163–178). Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.007>
- Bertrand, S., Daga, R., Bedert, R., & Fontijn, K. (2014). Deposition of the 2011-2012 Cordón Caulle tephra (Chile, 40S) in lake sediments: Implications for tephrochronology and volcanology. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(12), 2555–2573. <https://doi.org/10.1002/2014JF003321>
- Bevis, M., Brown, A., Bevis, M., & Brown, A. (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. *Journal of Geodesy*, 88(3), 283–311. <https://doi.org/10.1007/s00190-013-0685-5>
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Bonali, F. L., Tibaldi, A., Corazzato, C., Tormey, D. R., & Lara, L. E. (2013). Quantifying the effect of large earthquakes in promoting eruptions due to stress changes on magma pathway: The Chile case. *Tectonophysics*, 583, 54–67. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.025>
- Bowles, C. J., & Cowgill, E. (2012). Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocino-Sonoma coast, northern California. *Geosphere*, 8(2), 386–402. <https://doi.org/10.1130/GES00702.1>
- Bucchi, F., Lara, L. E., & Gutiérrez, F. (2015). The Carrán-Los Venados volcanic field and its relationship with coeval and nearby polygenetic volcanism in an intra-arc setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 70–81. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.013>
- Bufe, C. G. (2006). Coulomb stress transfer and tectonic loading preceding the 2002 Denali fault earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1662–1674. <https://doi.org/10.1785/0120050007>
- Bull, W. B. (1984). Tectonic geomorphology. *Journal of Geological Education*, 32(5), 310–324.

<https://doi.org/10.5408/0022-1368-32.5.310>

- Bull, W. B. (2009). Tectonically Active Landscapes. In *Tectonically Active Landscapes*. Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9781444312003>
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2011). *Tectonic geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Bürgmann, R. (2018). The geophysics, geology and mechanics of slow fault slip. *Earth and Planetary Science Letters*, 495, 112–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.062>
- Caldenius, C. C. Z. (1932). Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego: Una investigación regional, estratigráfica y geocronológica.—Una comparación con la escala geocronológica sueca. *Geografiska Annaler*, 14(1–2), 1–164.
- Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J. L., Clayton, J., & Martin, M. (1998). *Area de Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 8, escala 1:100.000. Santiago.*
- Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1-3 SPEC. ISS.), 55–66. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00066-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00066-6)
- Cembrano, J., & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1–2), 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., & Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. In *Tectonophysics* (Vol. 354, Issues 3–4). [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00388-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00388-8)
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., & Sanhueza, A. (2000). Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. In *Tectonophysics* (Vol. 319). [www.elsevier.com/locate/tecto](http://www.elsevier.com/locate/tecto)
- Chaussard, E., Bürgmann, R., Fattahi, H., Johnson, C. W., Nadeau, R., Taira, T., & Johanson, I. (2015). Interseismic coupling and refined earthquake potential on the Hayward-Calaveras fault zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(12), 8570–8590. <https://doi.org/10.1002/2015JB012230>
- Chinn, D. S., & Isacks, B. L. (1983). Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides Island Arc. *Tectonics*, 2(6), 529–563. <https://doi.org/10.1029/TC002i006p00529>
- Cifuentes, I. L. (1989). The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 94(B1), 665–680. <https://doi.org/10.1029/JB094iB01p00665>

- Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C. P., Malik, J. K., Rizal, Y., & Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, *437*(7057), 404–407. <https://doi.org/10.1038/nature03943>
- Clapperton, C. (1993). *Quaternary geology and geomorphology of South America* (Issue 551.79 (8) CLA).
- Cocco, M. (2002). Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions. *Journal of Geophysical Research*, *107*(B2), 2030. <https://doi.org/10.1029/2000JB000138>
- Collettini, C., Niemeijer, A., Viti, C., & Marone, C. (2009). Fault zone fabric and fault weakness. *Nature*, *462*(7275), 907–910. <https://doi.org/10.1038/nature08585>
- Cortés-Aranda, J., González, G., Rémy, D., & Martinod, J. (2015). Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics*, *639*, 118–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.019>
- Cortés Aranda, J. (2012). *Activité des failles de la plaque supérieure dans l'avant-arc côtier du nord du Chili (~ 23° 30'S): paléosismologie, implications néotectoniques et relation avec le cycle de subduction*. Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., & Garcia, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, *33*(12), 989–992. <https://doi.org/10.1130/G21992.1>
- Dalaison, M., Jolivet, R., Rijsingen, E. M., & Michel, S. (2021). The Interplay Between Seismic and Aseismic Slip Along the Chaman Fault Illuminated by InSAR. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *126*(12). <https://doi.org/10.1029/2021jb021935>
- De Pascale, G. P., Froude, M., Penna, I., Hermanns, R. L., Sepúlveda, S. A., Moncada, D., Persico, M., Easton, G., Villalobos, A., & Gutiérrez, F. (2021). Liquiñe-Ofqui's fast slipping intra-volcanic arc crustal faulting above the subducted Chile Ridge. *Scientific Reports*, *11*(1), 7069. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-86413-w>
- Delouis, B., Nocquet, J. M., & Vallée, M. (2010). Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, *37*(17), 1–7. <https://doi.org/10.1029/2010GL043899>
- Dieterich, J. (1994). A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99*(B2), 2601–2618. <https://doi.org/10.1029/93JB02581>

- Ding, M., & Lin, J. (2014). Post-seismic viscoelastic deformation and stress transfer after the 1960 M9.5 Valdivia, Chile earthquake: effects on the 2010 M8.8 Maule, Chile earthquake. *Geophysical Journal International Geophys. J. Int*, 197, 697–704. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu048>
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2825–2852. <https://doi.org/10.1029/JB086IB04P02825>
- Ekström, G., Nettles, M., & Dziewoński, A. M. (2012). The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200–201, 1–9. <https://doi.org/10.1016/J.PEPI.2012.04.002>
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., & Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, 30(6). <https://doi.org/10.1029/2011TC002888>
- Fitch, T. J. (1972). Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77(23), 4432–4460. <https://doi.org/10.1029/jb077i023p04432>
- Flint, J. J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5), 969–973. <https://doi.org/10.1029/WR010i005p00969>
- Folguera, A., Ramos, V. A., Hermanns, R. L., & Naranjo, J. (2004). Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°–38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antiñir-Copahue fault zone. *Tectonics*, 23(5). <https://doi.org/10.1029/2003TC001533>
- Fontijn, K., Lachowycz, S. M., Rawson, H., Pyle, D. M., Mather, T. A., Naranjo, J. A., & Moreno-Roa, H. (2014). Late Quaternary tephrostratigraphy of southern Chile and Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 89, 70–84. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.007>
- Fontijn, K., Rawson, H., Van Daele, M., Moernaut, J., Abarzúa, A. M., Heirman, K., Bertrand, S., Pyle, D. M., Mather, T. A., De Batist, M., Naranjo, J. A., & Moreno, H. (2016). Synchronisation of sedimentary records using tephra: A postglacial tephrochronological model for the Chilean Lake District. *Quaternary Science Reviews*, 137, 234–254. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.015>
- Forsythe, R., & Nelson, E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics*, 4(5), 477–495. <https://doi.org/10.1029/TC004i005p00477>
- Frankel, K. L., & Dolan, J. F. (2007). Characterizing arid region alluvial fan surface roughness



- with airborne laser swath mapping digital topographic data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(2), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2006JF000644>
- Fujii, Y., & Satake, K. (2013). Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data. *Pure and Applied Geophysics*, 170(9–10), 1493–1509. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0524-2>
- Fukushima, Y., Hashimoto, M., Miyazawa, M., Uchida, N., & Aki Taira, T. ' . (2019). Surface creep rate distribution along the Philippine fault, Leyte Island, and possible repeating of M w ~ 6.5 earthquakes on an isolated locked patch. *Earth, Planets and Space*, 71, 118. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1096-5>
- Fulton, P. M., & Saffer, D. M. (2009). Potential role of mantle-derived fluids in weakening the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(7), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2008JB006087>
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Harrison, S., & Kleman, J. (2008). The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews*, 27(3–4), 365–390. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.011>
- Glodny, J., Gräfe, K., Echtler, H., & Rosenau, M. (2008). Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in South-Central Chile (36–42°S): The apatite and zircon fission track perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 97(6), 1271–1291. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0203-1>
- Gomberg, J., Sherrod, B., & Gomberg, J. (2014). Crustal earthquake triggering by modern great earthquakes on subduction zone thrusts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1235–1250. <https://doi.org/10.1002/2012JB009826>
- Goren, L., Castellort, S., & Klinger, Y. (2015). Modes and rates of horizontal deformation from rotated river basins: Application to the Dead Sea fault system in Lebanon. *Geology*, 43(9), 843–846. <https://doi.org/10.1130/G36841.1>
- Goren, L., Willett, S. D., Herman, F., & Braun, J. (2014). Coupled numerical-analytical approach to landscape evolution modeling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(4), 522–545. <https://doi.org/10.1002/esp.3514>
- Guzmán-Marín, P., Lira, M. P., Tassara, A., & Urrutia, R. (2015). 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. *XIV Congreso Geológico Chileno, August*, 40–43.
- Haberland, C., Rietbrock, A., Lange, D., Bataille, K., & Hofmann, S. (2006). Interaction between

- forearc and oceanic plate at the south-central Chilean margin as seen in local seismic data. *Geophysical Research Letters*, 33(23). <https://doi.org/10.1029/2006GL028189>
- Hack, J. T. (1957). *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland* (Vol. 294). US Government Printing Office.
- Haeussler, P. J., Matmon, A., Schwartz, D. P., & Seitz, G. G. (2017). Neotectonics of interior Alaska and the late Quaternary slip rate along the Denali fault system. *Geosphere*, 13(5), 1445–1463. <https://doi.org/10.1130/GES01447.1>
- Hardebeck, J. L. (2012). Coseismic and postseismic stress rotations due to great subduction zone earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 39(21), 21313. <https://doi.org/10.1029/2012GL053438>
- Harel, E., Goren, L., Shelef, E., & Ginat, H. (2019). Drainage reversal toward cliffs induced by lateral lithologic differences. *Geology*, 47(10), 928–932. <https://doi.org/10.1130/G46353.1>
- Harel, M. A., Mudd, S. M., & Attal, M. (2016). Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide <sup>10</sup>Be denudation rates. In *Geomorphology* (Vol. 268, pp. 184–196). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.035>
- Harris, R. A. (2017). Large earthquakes and creeping faults. *Reviews of Geophysics*, 55(1), 169–198. <https://doi.org/10.1002/2016RG000539>
- Harrison, S., & Glasser, N. F. (2011). The Pleistocene Glaciations of Chile. In *Developments in Quaternary Science* (Vol. 15, pp. 739–756). <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00054-4>
- Hasegawa, A., Yoshida, K., Asano, Y., Okada, T., Iinuma, T., & Ito, Y. (2012). Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 355–356, 231–243. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.042>
- Hernandez-Moreno, C., Speranza, F., & Di Chiara, A. (2014). Understanding kinematics of intra-arc transcurrent deformation: Paleomagnetic evidence from the Liquiñe-Ofqui fault zone (Chile, 38–41°S). *Tectonics*, 33(10), 1964–1988. <https://doi.org/10.1002/2014TC003622>
- Hernandez-Moreno, C., Speranza, F., Di Chiara, A., Hernandez-Moreno, C., Speranza, F., & Di Chiara, A. (2016). Paleomagnetic rotation pattern of the southern Chile fore-arc sliver (38°S–42°S): A new tool to evaluate plate locking along subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(2), 469–490. <https://doi.org/10.1002/2015JB012382>
- Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncavi en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *Actas Congr. Geol.*

*Chil*, 1, B39–B56.

- Hoffmann-Rothe, A., Kukowski, N., Dresen, G., Echtler, H., Oncken, O., Klotz, J., Scheuber, E., Kellner, A., Scheuber, E., Ekkehard, & Kellner, A. (2006). Oblique Convergence along the Chilean Margin: Partitioning, Margin-Parallel Faulting and Force Interaction at the Plate Interface. In *The Andes* (pp. 125–146). Springer Berlin Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_6)
- Hogg, A. G., Hua, Q., Blackwell, P. G., Niu, M., Buck, C. E., Guilderson, T. P., Heaton, T. J., Palmer, J. G., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Turney, C. S. M., & Zimmerman, S. R. H. (2013). SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1889–1903. [https://doi.org/10.2458/azu\\_js\\_rc.55.16783](https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16783)
- Hong, I., Dura, T., Ely, L. L., Horton, B. P., Nelson, A. R., Cisternas, M., Nikitina, D., & Wesson, R. L. (2017). A 600-year-long stratigraphic record of tsunamis in south-central Chile. *Holocene*, 27(1), 39–51. <https://doi.org/10.1177/0959683616646191>
- Hulton, N. R. J., Purves, R. S., McCulloch, R. D., Sugden, D. E., & Bentley, M. J. (2002). The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 21(1–3), 233–241. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00103-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00103-2)
- Hurukawa, N., Wulandari, B. R., & Kasahara, M. (2014). Earthquake history of the Sumatran fault, Indonesia, since 1892, derived from relocation of large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(4), 1750–1762. <https://doi.org/10.1785/0120130201>
- Ito, T., Gunawan, E., Kimata, F., Tabei, T., Simons, M., Meilano, I., Agustan, N., Ohta, Y., Nurdin, I., & Sugiyanto, D. (2012). Isolating along-strike variations in the depth extent of shallow creep and fault locking on the northern Great Sumatran Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(6), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2011JB008940>
- Iturrieta, P. C., Hurtado, D. E., Cembrano, J., & Stanton-Yonge, A. (2017). States of stress and slip partitioning in a continental scale strike-slip duplex: Tectonic and magmatic implications by means of finite element modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.041>
- Jagoe, L., Sagripanti, L., Colavitto, B., & Folguera, A. (2021). Landscape evolution in the Guañacos fold and thrust belt (37° S): Insights from geomorphological and morphometric analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 111(July), 103484. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103484>
- Jarrard, R. D. (1986). Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14(9), 780–783. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<780:TMBSFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<780:TMBSFO>2.0.CO;2)

- Johanson, I. (2006). *Slip characteristics of San Andreas fault transition zone segments*.  
<http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.663.3300&rep=rep1&type=pdf>
- Kanamori, H., & Rivera, L. (2017). An Mw = 7.7 slow earthquake in 1960 near the Aysén Fjord region, Chile. *Geophysical Journal International*, 211(1), 93–106.  
<https://doi.org/10.1093/GJI/GGX292>
- Kato, A., Fukuda, J., Nakagawa, S., & Obara, K. (2016). Foreshock migration preceding the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake, Japan. *Geophysical Research Letters*, 43(17), 8945–8953. <https://doi.org/10.1002/2016GL070079>
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131.
- Kendrick, E. C., Bevis, M., Smalley, R. F., Cifuentes, O., & Galban, F. (1999). Current rates of convergence across the Central Andes: Estimates from continuous GPS observations. *Geophysical Research Letters*, 26(5), 541–544. <https://doi.org/10.1029/1999GL900040>
- Khazaradze, G., Wang, K., Klotz, J., Hu, Y., & He, J. (2002). Prolonged post-seismic deformation of the 1960 great Chile earthquake and implications for mantle rheology. *Geophysical Research Letters*, 29(22), 7-1-7–4. <https://doi.org/10.1029/2002gl015986>
- King, G. C. P., Stein, R. S., & Jian Lin. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin - Seismological Society of America*, 84(3), 935–953.  
[https://doi.org/10.1016/0148-9062\(95\)94484-2](https://doi.org/10.1016/0148-9062(95)94484-2)
- Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, 29 *Geology* 415 (2001).  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2)
- Kirby, E., & Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. In *Journal of Structural Geology* (Vol. 44, pp. 54–75).  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>
- Kirby, E., Whipple, K. X., Tang, W., & Chen, Z. (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).  
<https://doi.org/10.1029/2001jb000861>
- Klotz, J., Angermann, D., Michel, G. W., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., Viramonte, J., Perdomo, R., Rios, V. H., Barrientos, S., Barriga, R., & Cifuentes, O. (1999). GPS-derived deformation of the central andes including the 1995 antofagasta M(w) = 8.0 earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 154(3–4), 709–730.  
<https://doi.org/10.1007/s000240050249>



- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., & Bataille, K. (2008). First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*, 455(1–4), 14–24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.014>
- Lange, D., Ruiz, J., Carrasco, S., & Manríquez, P. (2018). The Chiloé Mw 7.6 earthquake of 2016 december 25 in southern Chile and its relation to the Mw 9.5 1960 valdivia earthquake. *Geophysical Journal International*, 213(1), 210–221. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx514>
- Lara, L. E., Cembrano, J., & Lavenu, A. (2008). Quaternary vertical displacement along the liquiñe-Ofqui fault zone: Differential uplift and coeval volcanism in the Southern Andes? *International Geology Review*, 50(11), 975–993. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.11.975>
- Lara, L. E., Lavenu, A., Cembrano, J., & Rodríguez, C. (2006). Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle-Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1–2), 70–86. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017>
- Lara, L., Moreno, H., & Roa, H. (2004). *Geología del Área Liquiñe-Neltume, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 83, 23p., 1 mapa escala 1:100.000* (p. 1 Map).
- Lavenu, A., & Cembrano, J. (1999). Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). In *Journal of Structural Geology* (Vol. 21, Issue 12). Pergamon. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00111-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00111-X)
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., & Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(4), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2011JB009133>
- Legrand, D., Barrientos, S., Bataille, K., Cembrano, J., & Pavez, A. (2011). The fluid-driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes (Mw=6.1 and Mw=6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *Continental Shelf Research*, 31(3–4), 154–161. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.05.008>
- Leon, P., Jan, G., Eisermann, O., Balbis, C., Petrinovic, I. A., & Riller, U. (2021). Kinematic partitioning in the Southern Andes ( 39 ° S – 46 ° S ) inferred from lineament analysis and reassessment of exhumation rates. *International Journal of Earth Sciences*, 0123456789.

<https://doi.org/10.1007/s00531-021-02068-y>

- Leyton, F., Ruiz, S., & Sepúlveda, S. A. (2010). Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central . In *Andean geology* (Vol. 37, pp. 455–472). scielocl .
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3), 368–378. <https://doi.org/10.1785/gssrl.75.3.368>
- Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Pritchard, M. E., & González, G. (2010). Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean fore arc. *Tectonics*, 29(2), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2009TC002465>
- Lowe, D. J. (2011). Tephrochronology and its application: A review. In *Quaternary Geochronology* (Vol. 6, Issue 2, pp. 107–153). <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.08.003>
- Lupi, M., & Miller, S. A. (2014). Short-lived tectonic switch mechanism for long-term pulses of volcanic activity after mega-thrust earthquakes. *Solid Earth*, 5(1), 13–24. <https://doi.org/10.5194/se-5-13-2014>
- MacQueen, P., Delgado, F., Reath, K., Pritchard, M. E., Bagnardi, M., Milillo, P., Lundgren, P., Macedo, O., Aguilar, V., Ortega, M., Ancasí, R., Lazarte Zerpa, I. A., & Miranda, R. (2020). Volcano-Tectonic Interactions at Sabancaya Volcano, Peru: Eruptions, Magmatic Inflation, Moderate Earthquakes, and Fault Creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(5), 1–25. <https://doi.org/10.1029/2019JB019281>
- Maksymowicz, A., Montecinos-Cuadros, D., Díaz, D., Segovia, M. J., & Reyes, T. (2022). Forearc density structure of the overriding plate in the northern area of the giant 1960 Valdivia earthquake. *Solid Earth*, 13(1), 117–136. <https://doi.org/10.5194/se-13-117-2022>
- Maldonado, V., Contreras, M., & Melnick, D. (2021). A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1:25,000 scale. *Scientific Data*, 8(1), 20. <https://doi.org/10.1038/s41597-021-00802-4>
- Maloney, K. T., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., & Quevedo, L. (2013). The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*, 32(5), 1049–1065. <https://doi.org/10.1002/tect.20067>
- Marliyani, G. I., Arrowsmith, J. R., & Whipple, K. X. (2016). Characterization of slow slip rate faults in humid areas: Cimandiri fault zone, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(12), 2287–2308. <https://doi.org/10.1002/2016JF003846>
- McCaffrey, R. (1996). Estimates of modern arc-parallel strain rates in fore arcs. *Geology*, 24(1), 27–30. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0027:EOMAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0027:EOMAPS>2.3.CO;2)
- McCalpin, J. P. (2009). *Paleoseismology* (2nd ed.). Academic press.

- McCalpin, J. P., & Nelson, A. R. (2009). Introduction to paleoseismology. *International Geophysics*, 95(C), 1–27. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(09\)95001-X](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(09)95001-X)
- McCloskey, J., Nalbant, S. S., & Steacy, S. (2005). Earthquake risk from co-seismic stress. *Nature*, 434(7031), 291. <https://doi.org/10.1038/434291a>
- Melgar, D., Riquelme, S., Xu, X., Baez, J. C., Geng, J., & Moreno, M. (2017). The first since 1960: A large event in the Valdivia segment of the Chilean Subduction Zone, the 2016 M7.6 Melinka earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 68–75. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.026>
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R., & Echtler, H. P. (2009). Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(1). <https://doi.org/10.1029/2008JB005788>
- Melnick, D., & Echtler, H. (2006a). *Morphotectonic and Geologic Digital Map Compilations of the South-Central Andes (36°S–42°S)*.
- Melnick, D., & Echtler, H. P. (2006b). Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology*, 34(9), 709–712. <https://doi.org/10.1130/G22440.1>
- Melnick, D., & Echtler, H. P. (2006c). Morphotectonic and Geologic Digital Map Compilations of the South-Central Andes (36°–42°S). In *The Andes* (pp. 565–568). Springer Berlin Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8\\_30](https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_30)
- Melnick, D., Folguera, A., & Ramos, V. A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1–2), 66–88. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.008>
- Melnick, D., Li, S., Moreno, M., Cisternas, M., Jara-Muñoz, J., Wesson, R., Nelson, A., Báez, J. C., & Deng, Z. (2018). Back to full interseismic plate locking decades after the giant 1960 Chile earthquake. *Nature Communications*, 9(1), 3527. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05989-6>
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., & Echtler, H. (2006). Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37–39°S). *Special Paper of the Geological Society of America*, 407, 73–95. [https://doi.org/10.1130/2006.2407\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2407(04))
- Mitogawa, T., & Nishimura, T. (2020). Coulomb stress change on inland faults during megathrust earthquake cycle in southwest Japan. *Earth, Planets and Space*. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01174-6>
- Moglen, G. E., & Bras, R. L. (1995). The Effect of Spatial Heterogeneities on Geomorphic

- Expression in a Model of Basin Evolution. *Water Resources Research*, 31(10), 2613–2623. <https://doi.org/10.1029/95WR02036>
- Molina, D., Tassara, A., Abarca, R., Melnick, D., & Madella, A. (2021). Frictional Segmentation of the Chilean Megathrust From a Multivariate Analysis of Geophysical, Geological, and Geodetic Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(6). <https://doi.org/10.1029/2020JB020647>
- Molnar, P. (1988). Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature*, 335(6186), 131–137.
- Mora, D., & Tassara, A. (2019). Upper crustal decompression due to deglaciation-induced flexural unbending and its role on post-glacial volcanism at the Southern Andes. *Geophysical Journal International*, 216(3), 1549–1559. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy473>
- Moreno, H., & Lara, L. (2007). Geología del complejo volcánico Mocho-Choshuenco, Región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 107, 27.
- Moreno, M., Li, S., Melnick, D., Bedford, J. R., Baez, J. C., Motagh, M., Metzger, S., Vajedian, S., Sippl, C., Gutknecht, B. D., Contreras-Reyes, E., Deng, Z., Tassara, A., & Oncken, O. (2018). Chilean megathrust earthquake recurrence linked to frictional contrast at depth. *Nature Geoscience*, 11(4), 285–290. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0089-5>
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., Socquet, A., Bolte, J., Vigny, C., Brooks, B., Ryder, I., Grund, V., Smalley, B., Carrizo, D., Bartsch, M., & Hase, H. (2012). Toward understanding tectonic control on the M w 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321–322, 152–165. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.006>
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., Baez, J., Bataille, K., Chen, J., Bevis, M., Hase, H., & Oncken, O. (2011). Heterogeneous plate locking in the South-Central Chile subduction zone: Building up the next great earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(3–4), 413–424. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.025>
- Moreno, M., Rosenau, M., & Oncken, O. (2010). 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, 467(7312), 198–202. <https://doi.org/10.1038/nature09349>
- Moreno, M. S., Bolte, J., Klotz, J., & Melnick, D. (2009). Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36(16), L16310. <https://doi.org/10.1029/2009GL039276>
- Moreno Roa, H., & Lara, L. E. (2008). *Geología del Área Pucón-Curarrehue, Regiones de La*



*Araucanía y de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 115: 36 p., 1 mapa escala 1:100.000.*

- Muksin, U., Bauer, K., Muzli, M., Ryberg, T., Nurdin, I., Masturiyono, M., & Weber, M. (2019). AcehSeis project provides insights into the detailed seismicity distribution and relation to fault structures in Central Aceh, Northern Sumatra. *Journal of Asian Earth Sciences*, 171, 20–27. <https://doi.org/10.1016/J.JSEAES.2018.11.002>
- Nakano, M., Kumagai, H., Toda, S., Ando, R., Yamashina, T., Inoue, H., & Sunarjo, T. (2010). Source model of an earthquake doublet that occurred in a pull-apart basin along the Sumatran fault, Indonesia. *Geophysical Journal International*, 181(1), 141–153. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04511.x>
- Naranjo, J. A., Singer, B. S., Jicha, B. R., Moreno, H., & Lara, L. E. (2017). Holocene tephra succession of Puyehue-Cordón Caulle and Antillanca/Casablanca volcanic complexes, southern Andes (40–41°S). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 332, 109–128. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.11.017>
- Okada, A., & Ikeda, Y. (1991). Active faults and neotectonics in Japan. *Quaternary Research (Tokyo)*, 30(3), 161–174. <https://doi.org/10.4116/jaqua.30.161>
- Oppenheimer, D. H., Bakun, W. H., Parsons, T., Simpson, R. W., Boatwright, J., & Uhrhammer, R. A. (2010). The 2007 M5.4 Alum Rock, California, earthquake: Implications for future earthquakes on the central and southern Calaveras Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8). <https://doi.org/10.1029/2009JB006683>
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Caminos, R., Llambias, E., & Parica, C. (1992). a revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3–4), 321–325. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90029-X](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90029-X)
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). RELATIVE MOTION OF THE NAZCA (FARALLON) AND SOUTH AMERICAN PLATES SINCE LATE CRETACEOUS TIME. In *TECTONICS* (Vol. 6, Issue 3).
- Peña, C., Cabello, C., & Tassara, A. (2021). Dynamic and kinematic characterization of the basement structures of the Mocho-Choshuenco Volcanic Complex, Southern Andes, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 111(June), 103435. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103435>
- Pérez-Estay, N., Yáñez, G., Crempien, J., Roquer, T., Cembrano, J., Valdenegro, P., Aravena, D., Arancibia, G., & Morata, D. (2020). Seismicity in a Transpressional Volcanic Arc: The Liquiñe-Ofqui Fault System in the Puyuhuapi Area, Southern Andes, Chile (44°S).

- Tectonics*, 39(11), 1–26. <https://doi.org/10.1029/2020TC006391>
- Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G., & Roquer, T. (2016). Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*, 680, 192–210. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.016>
- Pérez-Flores, P., Veloso, E., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Lizama, M., & Arancibia, G. (2017). Fracture network, fluid pathways and paleostress at the Tolhuaca geothermal field. *Journal of Structural Geology*, 96, 134–148. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.01.009>
- Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., & Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers and Geosciences*, 104, 135–150. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>
- Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., Booth-Rea, G., Azor, A., & Delgado, J. (2009). Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(2). <https://doi.org/10.1029/2008JF001092>
- Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Azañón, J. M., & Keller, E. A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119(1–2), 74–87. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.020>
- Philibosian, B., & Meltzner, A. J. (2020). Segmentation and supercycles: A catalog of earthquake rupture patterns from the Sumatran Sunda Megathrust and other well-studied faults worldwide. *Quaternary Science Reviews*, 241, 106390. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106390>
- Pollitz, F. F., & Sacks, I. S. (1997). The 1995 Kobe, Japan, earthquake: A long-delayed aftershock of the offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(1), 1–10. <https://doi.org/10.1785/BSSA0870010001>
- Porter, S. C. (1981). Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, 16(3), 263–292. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(81\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(81)90013-2)
- Prasicek, G., Herman, F., Robl, J., & Braun, J. (2018). Glacial steady state topography controlled by the coupled influence of tectonics and climate. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(6), 1344–1362. <https://doi.org/10.1029/2017JF004559>
- Prasicek, G., Larsen, I. J., & Montgomery, D. R. (2015). Tectonic control on the persistence of glacially sculpted topography. *Nature Communications*, 6(1), 1–6.

<https://doi.org/10.1038/ncomms9028>

- Qiu, Q., & Chan, C. (2019). Coulomb stress perturbation after great earthquakes in the Sumatran subduction zone : Potential impacts in the surrounding region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 180(May), 103869. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.103869>
- Quiero, F., Tassara, A., Iaffaldano, G., & Rabbia, O. (2022). Growth of Neogene Andes linked to changes in plate convergence using high-resolution kinematic models. *Nature Communications*, 13(1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29055-4>
- Rabassa, J., Clapperton, C. M., & Clapperton, C. M. (1990). Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9(2–3), 153–174. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(90\)90016-4](https://doi.org/10.1016/0277-3791(90)90016-4)
- 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(1–2), 81–103. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.07.004>
- Radic, J. P. (2010). The Cenozoic basins and their control on volcanism of Chillan and Callaqui-Copahue complexes (36-39S Southern Andes). *Andean Geology*, 37(1), 220–246.
- Ramsey, C. B. (2017). Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon*, 59(6), 1809–1833. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.108>
- Rawson, H., Naranjo, J. A., Smith, V. C., Fontijn, K., Pyle, D. M., Mather, T. A., & Moreno, H. (2015). The frequency and magnitude of post-glacial explosive eruptions at Volcán Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 299, 103–129. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.04.003>
- Rawson, H., Pyle, D. M., Mather, T. A., Smith, V. C., Fontijn, K., Lachowycz, S. M., & Naranjo, J. A. (2016). The magmatic and eruptive response of arc volcanoes to deglaciation: Insights from southern Chile. *Geology*, 44(4), 251–254. <https://doi.org/10.1130/G37504.1>
- Reitman, N. G., Bennett, S. E. K., Gold, R. D., Briggs, R. W., & DuRoss, C. B. (2015). High-Resolution Trench Photomosaics from Image-Based Modeling: Workflow and Error Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(5), 2354–2366. <https://doi.org/10.1785/0120150041>
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspatten. *Zentbl. Miner. Geol. Palaont. Abt.*, 354–368. <https://ci.nii.ac.jp/naid/10003764484/en/>
- Rimando, J. M., & Schoenbohm, L. M. (2020). Regional relative tectonic activity of structures in the Pampean flat slab segment of Argentina from 30 to 32°S. *Geomorphology*, 350,

106908. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106908>
- Roeloffs, E. (1996). Poroelastic Techniques in the Study of Earthquake-Related Hydrologic Phenomena. *Advances in Geophysics*, 37(C), 135–195. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60270-8](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60270-8)
- Rosenau, M., Melnick, D., & Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25(4). <https://doi.org/10.1029/2005TC001943>
- Royden, L., & Taylor Perron, J. (2013). Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2), 497–518. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20031>
- Ruiz, S., & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733(September 2017), 37–56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>
- Russo, R. M., Gallego, A., Comte, D., Mocanu, V. I., Murdie, R. E., Mora, C., & VanDecar, J. C. (2011). Triggered seismic activity in the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chile, during the 2007 Aysen seismic swarm. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1317–1326. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04908.x>
- Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., & Reich, M. (2013). Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: The intra-arc Liquiñe-Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review*, 55(11), 1384–1400. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.775731>
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., Arancibia, G., & González, G. (2019). Crustal faults in the Chilean Andes: Geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*, 46(1), 32–65. <https://doi.org/10.5027/andgeov46n1-3067>
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6), 4984–4996. <https://doi.org/10.1029/JB088iB06p04984>
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37–42. <https://doi.org/10.1038/34097>
- Schwanghart, W., & Kuhn, N. J. (2010). TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling and Software*, 25(6), 770–781. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.12.002>
- Schwanghart, W., & Scherler, D. (2014). Short Communication: TopoToolbox 2 - MATLAB-



- based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 1–7. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>
- Schwanghart, W., & Scherler, D. (2017). Bumps in river profiles: Uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, 5(4), 821–839. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-821-2017>
- Scott, C. P., DeLong, S. B., & Arrowsmith, J. R. (2020). Distribution of Aseismic Deformation Along the Central San Andreas and Calaveras Faults From Differencing Repeat Airborne Lidar. *Geophysical Research Letters*, 47(22), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2020GL090628>
- SERNAGEOMIN. (2003). *Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.*
- Sgambato, C., Faure Walker, J. P., Mildon, Z. K., & Roberts, G. P. (2020). Stress loading history of earthquake faults influenced by fault/shear zone geometry and Coulomb pre-stress. *Scientific Reports*, 10(1), 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-69681-w>
- Sielfeld, G., Cembrano, J., & Lara, L. (2017). Transtension driving volcano-edifice anatomy: Insights from Andean transverse-to-the-orogen tectonic domains. *Quaternary International*, 438, 33–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.002>
- Sielfeld, G., Lange, D., & Cembrano, J. (2019). Intra-Arc Crustal Seismicity: Seismotectonic Implications for the Southern Andes Volcanic Zone, Chile. *Tectonics*, 38(2), 552–578. <https://doi.org/10.1029/2018TC004985>
- Singer, B. S., Ackert, R. P., & Guillou, H. (2004). 40Ar/39Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116(3–4), 434–450. <https://doi.org/10.1130/B25177.1>
- Sklar, L., & Dietrich, W. E. (1998). *River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply* (pp. 237–260). <https://doi.org/10.1029/GM107p0237>
- Slemmons, D. B., & dePolo, C. M. (1986). Evaluation of active faulting and associated hazard. In 1986 National Academies Press (Ed.), *Active tectonics* (1st ed., Vol. 1, pp. 45–62). <https://www.nap.edu/read/624/chapter/5>
- Snaveley, N., Garg, R., Seitz, S. M., & Szeliski, R. (2008). Finding paths through the world's photos. *ACM Transactions on Graphics (TOG)*, 27(3). <https://doi.org/10.1145/1360612.1360614>
- Snaveley, N., Seitz, S. M., & Szeliski, R. (2006). Photo tourism: Exploring photo collections in

- 3D. *ACM SIGGRAPH 2006 Papers, SIGGRAPH '06*, 835–846.  
<https://doi.org/10.1145/1179352.1141964>
- Snaveley, N., Seitz, S. M., & Szeliski, R. (2008). Modeling the world from Internet photo collections. *International Journal of Computer Vision*, *80*(2), 189–210.  
<https://doi.org/10.1007/s11263-007-0107-3>
- Stanton-Yonge, A., Griffith, W. A., Cembrano, J., St. Julien, R., & Iturrieta, P. (2016). Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics*, *35*(9), 1990–2013. <https://doi.org/10.1002/2016TC004226>
- Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. In *NATURE* (Vol. 402). [www.nature.com](http://www.nature.com)
- Suárez, M., & Emparán, C. (1997). Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Bío Bío. Carta Geológica de Chile, 1: 250 000. *Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile*, *71*, 1–105.
- Takaku, J., Tadono, T., & Tsutsui, K. (2014). Generation of High Resolution Global DSM from ALOS PRISM. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, *XL-4*(4), 243–248.  
<https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-4-243-2014>
- Tardani, D., Reich, M., Roulleau, E., Takahata, N., Sano, Y., Pérez-Flores, P., Sánchez-Alfaro, P., Cembrano, J., & Arancibia, G. (2016). Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra-arc fault system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *184*, 193–211.  
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.031>
- Tauq Rae, M., Sahara, D. P., Cummins, P. R., & Triyoso, W. (2022). *Stress Accumulation and Earthquake Activity on the Great Sumatran Fault, Indonesia*.  
<https://doi.org/10.21203/RS.3.RS-1195020/V1>
- Thingbaijam, K. K. S., Mai, P. M., & Goda, K. (2017). New empirical earthquake source-scaling laws. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *107*(5), 2225–2246.  
<https://doi.org/10.1785/0120170017>
- Thomson, S. N. (2002). Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Bulletin of the Geological Society of America*, *114*(9), 1159–1173. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114<1159:LCGATE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<1159:LCGATE>2.0.CO;2)

- 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), 313–317. <https://doi.org/10.1038/nature09365>
- Toda, S., & Stein, R. (2003). Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B12). <https://doi.org/10.1029/2003JB002527>
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A., Dieterich, J. H., & Yoshida, A. (1998). Stress transferred by the 1995 Mw = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(10), 24543–24565. <https://doi.org/10.1029/98JB00765>
- Toda, S., Stein, R. S., Sevilgen, V., & Lin, J. (2011). Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching-user guide. In *Open-File Report*. <https://doi.org/10.3133/ofr20111060>
- Tong, X., Sandwell, D. T., & Schmidt, D. A. (2018). Surface Creep Rate and Moment Accumulation Rate Along the Aceh Segment of the Sumatran Fault From L-band ALOS-1/PALSAR-1 Observations. *Geophysical Research Letters*, 45(8), 3404–3412. <https://doi.org/10.1002/2017GL076723>
- Valla, P. G., Van Der Beek, P. A., & Lague, D. (2010). Fluvial incision into bedrock: Insights from morphometric analysis and numerical modeling of gorges incising glacial hanging valleys (Western Alps, France). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(2). <https://doi.org/10.1029/2008JF001079>
- Van Daele, M., Moernaut, J., Silversmit, G., Schmidt, S., Fontijn, K., Heirman, K., Vandoorne, W., De Clercq, M., Van Acker, J., Wolff, C., Pino, M., Urrutia, R., Roberts, S. J., Vincze, L., & De Batist, M. (2014). The 600 yr eruptive history of Villarrica Volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 126(3–4), 481–498. <https://doi.org/10.1130/B30798.1>
- Vargas Easton, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S. A., Lahsen, A., Thiele, R., Townley, B., Padilla, C., Rauld, R., Herrera, M. J., & Lara, M. (2013). Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology*, 40(1), 141–171. <https://doi.org/10.5027/andgeov40n1-a07>
- Villalobos, A., Vargas Easton, G., Maksymowicz, A., Ruiz, S., Lastras, G., De Pascale, G. P., & Agurto-Detzel, H. (2020). Active faulting, submarine surface rupture and seismic migration along the Liquiñe-Ofqui fault system, Patagonian Andes. *Journal of Geophysical*

*Research: Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2020JB019946>

- Walker, M. (2005). *Quaternary Dating Methods*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester.
- Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Robert, S., Vargas, R. B., & Lauría, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10). <https://doi.org/10.1029/2007GC001721>
- Wang, K., Hu, Y., & He, J. (2012). Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic Earth. *Nature*, 484(7394), 327–332. <https://doi.org/10.1038/nature11032>
- Whipple, K. X. (2001). Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science*, 301(4–5), 313–325. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.4-5.313>
- Whipple, K. X., & Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661–17674. <https://doi.org/10.1029/1999jb900120>
- Willett, S. D., McCoy, S. W., Taylor Perron, J., Goren, L., & Chen, C. Y. (2014). Dynamic reorganization of River Basins. *Science*, 343(6175). <https://doi.org/10.1126/science.1248765>
- Wils, K., Daele, M. Van, Kissel, C., Moernaut, J., Schmidt, S., Siani, G., & Lastras, G. (2020). Seismo-turbidites in Aysén Fjord (Southern Chile) Reveal a Complex Pattern of Rupture Modes Along the 1960 Megathrust Earthquake Segment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2020JB019405>
- Wils, K., Van Daele, M., Lastras, G., Kissel, C., Lamy, F., & Siani, G. (2018). Holocene Event Record of Aysén Fjord (Chilean Patagonia): An Interplay of Volcanic Eruptions and Crustal and Megathrust Earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(1), 324–343. <https://doi.org/10.1002/2017JB014573>
- Wintsch, R. P., Christoffersen, R., & Kronenberg, A. K. (1995). Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7). <https://doi.org/10.1029/94jb02622>
- Wobus, C. W., Crosby, B. T., & Whipple, K. X. (2006). Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research*, 111(F2), F02017. <https://doi.org/10.1029/2005JF000406>
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., & Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls.



- Special Paper of the Geological Society of America*, 398, 55–74.  
[https://doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](https://doi.org/10.1130/2006.2398(04))
- Yamamoto, R., Kido, M., Ohta, Y., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Pinar, A., Kalafat, D., Özener, H., & Kaneda, Y. (2019). Seafloor Geodesy Revealed Partial Creep of the North Anatolian Fault Submerged in the Sea of Marmara. *Geophysical Research Letters*, 46(3), 1268–1275. <https://doi.org/10.1029/2018GL080984>
- Yazıcı, M., Zabcı, C., Sançar, T., & Natalin, B. A. (2018). The role of intraplate strike-slip faults in shaping the surrounding morphology: The Ovacık Fault (eastern Turkey) as a case study. *Geomorphology*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.022>
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y., & Asano, Y. (2012). Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2011GL049729>
- Yue, H., Lay, T., Rivera, L., An, C., Vigny, C., Tong, X., & Soto, J. C. B. (2014). Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile Mw = 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10), 7786–7804. <https://doi.org/10.1002/2014JB011340>
- Zechar, J. D., & Frankel, K. L. (2009). Incorporating and reporting uncertainties in fault slip rates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(12). <https://doi.org/10.1029/2009JB006325>
- Zhang, Y., Huang, F., & Lai, G. (2009). Reearch on Skempton's coefficient B based on the observation of groundwater of Changping station. *Earthquake Science* 22:6, 22(6), 631–638. <https://doi.org/10.1007/S11589-009-0631-Z>
- Zielke, O., & Arrowsmith, J. R. (2012). LaDiCaoz and LiDARimager-MATLAB GUIs for LiDAR data handling and lateral displacement measurement. *Geosphere*, 8(1), 206–221. <https://doi.org/10.1130/GES00686.1>
- Zoback, M. D., Zoback, M. Lou, Van Mount, S., Suppe, J., Eaton, J. P., Healy, J. H., Oppenheimer, D., Reasenber, P., Jones, L., Raleigh, C. B., Wong, I. G., Scotti, O., & Wentworth, C. (1987). New evidence on the state of stress of the san andreas fault system. *Science*, 238(4830), 1105–1111. <https://doi.org/10.1126/science.238.4830.1105>

